



# IGME

126

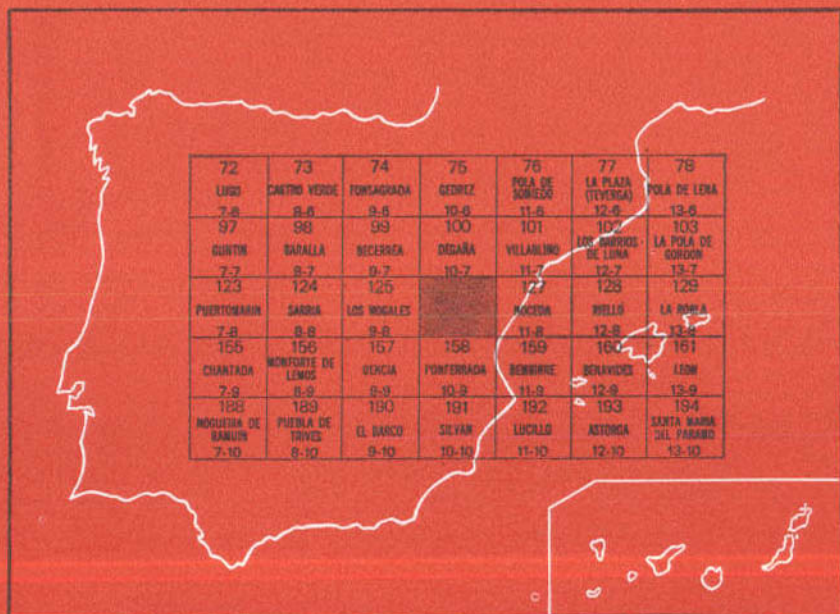
10-08

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# VEGA DE ESPINAREDA

Segunda serie - Primera adición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**  
**E. 1:50.000**

**VEGA DE ESPINAREDA**

**Segunda serie - Primera edición**

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

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IMINSA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía*: Andrés Pérez-Estaún, Javier A. Pulgar, Fernando Bastida, Alberto Marcos, Luis Sánchez de la Torre (Terciario), José Galán e Ignacio Vargas (Estefaniense).

En *Memoria*: Andrés Pérez-Estaún, Javier A. Pulgar, Fernando Bastida, Alberto Marcos, Luis Sánchez de la Torre (Terciario), José Galán (Estefaniense), Ignacio Vargas (ídem) y Francisco Ruiz (Geología económica).

En *rocas ígneas*: Ofelia Suárez.

En *Metamorfismo*: Francisco J. Martínez y María L. Arboleya.

En *Paleontología*: J. Truyols y Román Montesinos (fauna); Pedro Lorenzo (flora).

En *Sedimentología de rocas detríticas estefanienses*: Alberto Peón.

*Colaboradores*: Manuel García (Cartografía), Teófilo Concha, Eugenio Valdegrama y Angel Naval.

*Supervisión de estudios petrográficos*: Casilda Ruiz García, IGME.

*Supervisión*: Argimiro Huerga Rodríguez.

## 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 - 2.942 - 1982

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

## 1 INTRODUCCION

La Hoja de Vega de Espinareda se sitúa en la parte noroccidental de la provincia de León, comprendiendo parte de las comarcas del Bierzo y Ancares. Geológicamente forma parte de la zona Asturoccidental-leonesa, que es una de las unidades en que ha sido dividido el macizo hercínico de la Península Ibérica con base en las distintas características paleogeográficas y estructurales. Más concretamente y dentro de esta zona, forma parte del Dominio del Navia y alto Sil, caracterizado por poseer el mayor espesor de sedimentos del Paleozoico Inferior del NW de la Península. En esta Hoja y dejando aparte las rocas ígneas, pueden distinguirse tres grupos de materiales separados por discordancias. El primer grupo lo forman materiales correspondientes al Paleozoico Inferior y comprendiendo edades que van desde el Cámbrico al Silúrico. El segundo grupo lo forman materiales estefanienses y el tercero sedimentos terciarios. Aparte de estas rocas existe una intrusión granítica hercínica, granito de Campo del Agua, en el ángulo NW de la Hoja.

A pesar de la importancia económica de las rocas que constituyen la Hoja de Vega de Espinareda, principalmente el carbón, el oro y las pizarras, existen muy pocas publicaciones que hagan referencia a ellas. Algo semejante sucede con la cartografía. Dejando aparte la cartografía 1:500.000 existente en el mapa de PARGA-PONDAL (1967) y algún esquema geológico aparecido en publicaciones (MATTE, 1968), sólo existe una cartografía con base topográfica a escala 1:100.000 (PEREZ-ESTAUN, 1975). Por lo que se refiere a trabajos antiguos que hagan referencia al ámbito de la Hoja pueden citarse algunas obras de carácter general e importancia real muy reducida: PRADO (1862), MONREAL (1878), MALLADA (1896). Más moderna-

mente y con relación al Paleozoico Inferior existen los trabajos de VIDAL BOX (1941), HERNANDEZ-SAMPELAYO (1942, 1951), MATTE (1968), PEREZ-ESTAUN (1974, 1975). Respecto al Estefaniense pueden citarse los trabajos de ALMELA & VALLE DE LERSUNDI (1963), VEGA (1964, 1968), WAGNER (1970) y CORRALES & PELAEZ (1968), que aunque no hacen referencia concreta a esta Hoja, sus conclusiones son perfectamente aplicables a la misma. Al Terciario se refiere fundamentalmente el trabajo de SLUITER & PANNEKOEK (1964).

## 2 ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Vega de Espinareda muestra una gran variedad de terrenos. Del Paleozoico Inferior se observa una sucesión continua representando desde la parte alta del Cámbrico Inferior hasta el Silúrico. En esta sucesión se distinguen diversas formaciones que de abajo a arriba son las siguientes:

- Caliza de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio?).
- Serie de los Cabos (Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior).
- Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio).
- Formación Agüeira (Ordovícico Medio-Superior).
- Pizarras y ampelitas silúricas (Llandovery-Wenlock).

El Estefaniense presenta una gran extensión dentro de la Hoja, existiendo un conglomerado de base de espesor variable y un sucesión de areniscas, pizarras y capas de carbón.

El Terciario se encuentra ampliamente representado en la parte S y SE de la Hoja, pudiendo diferenciarse dentro de él distintas partes.

### 2.1 CAMBRICO INFERIOR-MEDIO?: LA CALIZA DE VEGADEO (CA<sub>1,2</sub>)

Los materiales más antiguos de la Hoja de Vega de Espinareda corresponden a la Formación Vegadeo. Afloran en el núcleo del anticlinal de Tejeira (fig. 1) y debido a la complejidad tectónica que presenta dicho núcleo, así como a las dolomitizaciones secundarias y brechificaciones locales es difícil establecer una columna estratigráfica detallada. La Formación Vegadeo está constituida por una sucesión de calizas marmorizadas, dolomías y alternancias de margas y calizas marmóreas. Estas rocas se presentan en una banda estrecha a lo largo del valle del río Tejeira, presentando su límite NE una fractura que hace cabalgar la Formación Vegadeo sobre niveles más altos de la Serie de los Cabos; esta banda representa probablemente un núcleo anticlinal fracturado. En la carretera que va de Villar de Acero a

Tejeira y a unos 2,5 Km. del último pueblo, una banda estrecha de areniscas y cuarcitas separa una franja delgada de mármoles de la banda principal de Calizas de Vegadeo. Este hecho ha sido interpretado como una repetición tectónica, aunque también podría ser interpretado como una intercalación detrítica dentro de la formación calcáreo-dolomítica.

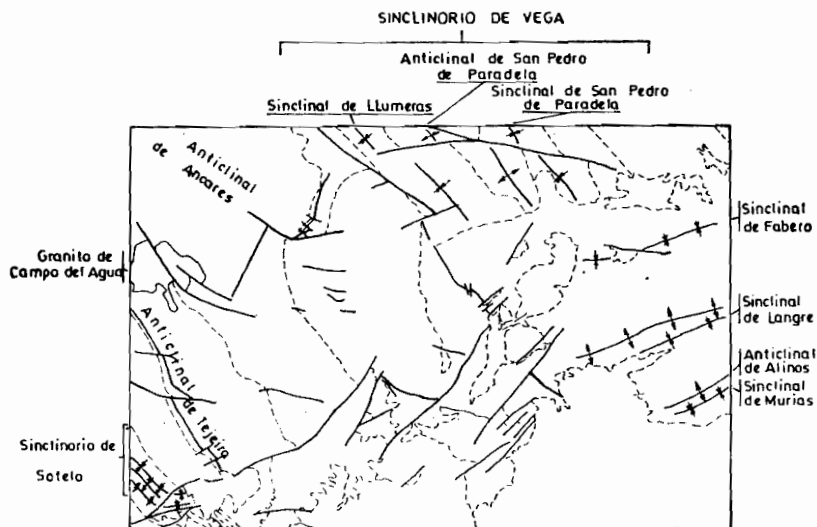


Figura 1.—Esquema tectónico de la Hoja mostrando la localización de las principales estructuras mencionadas en el texto.

La parte de la Formación Vegadeo observable en esta Hoja, es la superior y en ella existen mármoles masivos blancos, dolomías amarillentas, y en la parte más alta en tránsito a la Serie de los Cabos unos niveles de alternancias de calizas marmóreas y margas o pizarras (de 0,5 a 2 m. de espesor), con un cierto aspecto griotoide.

Poco puede decirse respecto a la sedimentación de esta formación a partir de los datos existentes en la Hoja. No obstante, teniendo en cuenta las características y datos regionales (ZAMARREÑO et al., 1975; ZAMARREÑO & PEREJON, 1976; Hojas de Degaña (100) y Naviego (75), puede afirmarse que representa una sedimentación marina de tipo «tidal flat» o nerítico no muy profundo.

No se han encontrado fósiles en la Hoja y por tanto la edad de la Caliza de Vegadeo se establece de acuerdo con los conocimientos regionales. Así,

en la zona de Toral de los Vados, se han hallado Arqueociatos en la parte baja de la formación que caracterizan al Cámbrico Inferior alto (DEBRENNE & ZAMARREÑO, 1975). Por otra parte, la existencia en la parte superior de la formación de facies similares a las de la parte superior de la Caliza de Láncara en la Zona Cantábrica (ZAMARREÑO et al., 1975), permite considerarla como Cámbrico Medio. De este modo, la edad de la Formación Vegadeo comprendería la parte alta del Cámbrico Inferior y quizá la parte baja del Cámbrico Medio.

## 2.2 CAMBRICO MEDIO-ORDOVICICO INFERIOR: LA SERIE DE LOS CABOS (CA<sub>2</sub>-O<sub>1</sub>p; O<sub>1</sub>)

La Serie de los Cabos está constituida fundamentalmente por areniscas, pizarras y cuarcitas alternantes. Los afloramientos de esta formación aparecen en la parte más occidental de la Hoja de Vega de Espinareda formando los anticlinales de Ancares y Tejeira (fig. 1). Un corte completo de la formación sólo se obtiene entre la Caliza de Vegadeo que aflora en el núcleo del anticlinal de Tejeira y las Pizarras de Luarca del Sinclinorio de Sotelo. Su espesor, en este corte, puede estimarse entre 1.200 y 1.500 m. Este espesor es algo mayor en el flanco N del anticlinal de Tejeira y probablemente más alto en el anticlinal de Ancares, aunque allí no se observa la base.

La base de la Serie de los Cabos presenta en la mayor parte de la Zona Asturoccidental-leonesa unos niveles de pizarras verdes de poco espesor que en algunas localidades contienen restos de trilobites. En la presente Hoja estos niveles de pizarras son prácticamente inexistentes y sólo se observan localmente con espesores muy reducidos. En los dos flancos del anticlinal de Tejeira y del sinclinorio de Sotelo, se sitúa en el techo de la formación un nivel de cuarcitas blancas cuyo espesor varía entre los 40 y 80 m. Este nivel culminante no se observa en el anticlinal de Ancares. Aparte de los delgados niveles del muro y el techo de la formación, el resto de la misma no permite una división en miembros.

La existencia de distintas estructuras sedimentarias inorgánicas (grandes estratificaciones cruzadas tabulares, megaripples, ripples, laminaciones paralelas, «wavy», «flasser» y otras) y orgánicas (pistas fósiles tales como *Cruziana*, *Rusophycus*, *Skolithos*, etc.) sugieren una sedimentación en un medio marino somero. Un estudio sedimentológico detallado de la Serie de los Cabos ha sido realizado por BALDWIN (1975, 1977), habiendo establecido la existencia de facies comprendiendo «tidal flats», barras de arena y otros medios marinos de poco fondo.

La edad atribuida a la Serie de los Cabos en la Zona Asturoccidental-leonesa comprende desde el Cámbrico Medio al Ordovícico Inferior. La edad

se basa en los trilobites hallados en las pizarras verdes de la base de la formación que caracterizan al Cámbrico Medio y los icnofósiles presentes en el resto de la serie que caracterizan al Cámbrico Superior y Ordovícico Inferior (SDZUY, 1968; MARCOS, 1973; BALDWIN, *op. cit.*).

### 2.3 ORDOVICICO MEDIO: LAS PIZARRAS DE LUARCA (O<sub>2</sub>)

Por encima de la Serie de los Cabos se sitúa una espesa sucesión de pizarras negras, ricas en pirita, conocidas desde antiguo como Pizarras de Luarca (BARROIS, 1882). En la base de estas pizarras aparecen alternancias de areniscas y pizarras («serie de transición») constituyendo un tránsito gradual desde las areniscas y cuarcitas de la Serie de los Cabos hasta las Pizarras de Luarca. El espesor de estos niveles nunca es superior a los 20-30 m. El resto de la formación está constituida exclusivamente por pizarras negras, variando su espesor entre los 100-200 m. del sinclinorio de Sotelo y los 1.000 m. en el flanco NE del sinclinorio de Vega. No obstante, es preciso tener en cuenta la dificultad en la evaluación de los espesores dada la inexistencia de superficies de referencia.

Los datos paleontológicos existentes hasta el presente, sitúan el límite inferior de edad de las Pizarras de Luarca en el Llanvirn. Existen diversas localidades dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa con graptolites (*Didymograptus*) y trilobites que indican esta edad para la base de la formación (HERNANDEZ-SAMPELAYO, 1915; WALTER, 1968; MARCOS, 1970, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1974). En el transcurso de este trabajo se ha localizado un nuevo yacimiento fosilífero al N de Paradiña (\*) (cerca del pico Traviesas), próximo a la base, conteniendo *Neseuretus tristani* (BRONG), *Didymograptus* sp. y *D. bifidus* (HALL), que confirman la edad antes expresada. La edad del techo de la formación es más problemática; no obstante, por comparación con la Zona Cantábrica puede admitirse que alcanzan el Llandeilo.

Desde el punto de vista sedimentológico la facies de las Pizarras de Luarca, caracterizadas por pizarras negras con poco material clástico, presencia de materia orgánica, ausencia de niveles carbonatados y presencia de sulfuros de hierro, es típica de sedimentos depositados en un medio euxínico.

### 2.4 ORDOVICICO MEDIO-SUPERIOR: LA FORMACION AGÜEIRA (O<sub>2.3</sub>; O<sub>2-3q</sub>)

Por encima de las Pizarras de Luarca se sitúa una formación arenoso-pelítica que ha sido denominada Formación Agüeira (MARCOS, 1970). Estos

---

(\*) Coord. X = 347,60; Y = 906,17.



materiales afloran en el sinclinatorio de Vega y en el de Sotelo. Es de destacar la gran diferencia de espesores de la formación entre ambos grupos de afloramientos; mientras que en el flanco NE del sinclinatorio de Vega su espesor es de 1.400 m., en el sinclinatorio de Sotelo apenas llega a los 150 m., alcanzando un espesor máximo en la parte central de la Hoja donde llega a los 1.700 m. El tránsito con las Pizarras de Luarca es generalmente gradual, si bien se realiza en poco espacio, no existiendo por tanto grandes problemas cartográficos.

Dentro del ámbito de la Hoja, la Formación Agüeira está esencialmente constituida por areniscas, pizarras intercaladas y algunos niveles de cuarcitas. Existen grandes variaciones laterales de facies; así, por ejemplo, a lo largo del valle del río Cúa, al S de Vega de Espinareda, la formación está esencialmente constituida por areniscas y cuarcitas, mientras que poco más hacia el W, a lo largo del valle del río Ancares, existe un marcado predominio de materiales pizarrosos. En general, las facies más pizarrosas se sitúan al W del río Ancares.

De acuerdo con publicaciones previas (MARCOS, 1970; CRIMES et al., 1974; PEREZ-ESTAUN, 1975) la Formación Agüeira puede ser considerada como una secuencia turbidítica que ocupa un surco en la parte central del Dominio del Navia y alto Sil. En este surco las paleocorrientes definen un modelo unimodal y se dirigen constantemente de S a N, de forma que los afloramientos comprendidos en la Hoja de Vega son los situados más cerca de la fuente de los aportes.

Un corte particularmente característico de la Formación Agüeira en este sector se encuentra en la carretera de San Pedro de Paradela a Peranzanes. La figura 2 muestra la litología, características más destacables y la interpretación de las facies de esta sucesión. De acuerdo con estos datos, una buena parte de la Formación Agüeira dentro de la Hoja de Vega de Espinareda se habría originado en la parte interna de un abanico submarino profundo, según el modelo propuesto por MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) y MUTTI (1977). No obstante, es evidente la existencia de otros tipos de facies turbidíticas en el ámbito de la Hoja.

Una edad Ordovícico Superior (Caradoc) para los niveles superiores de esta formación ha sido corroborada paleontológicamente (MARCOS, 1970; PEREZ-ESTAUN, 1974; PULGAR et al. in litt.). Por lo que respecta al límite inferior de edad, se carece de datos paleontológicos para precisarlo, si bien puede admitirse que alcance al Llandeilo.

## **2.5 ORDOVICICO SUPERIOR: LA CUARCITA DE VEGA (O<sub>3</sub>)**

La Formación Agüeira culmina con un horizonte de cuarcitas denominado Cuarcitas de Vega de Espinareda por MATTE (1968) y Cuarcitas superiores

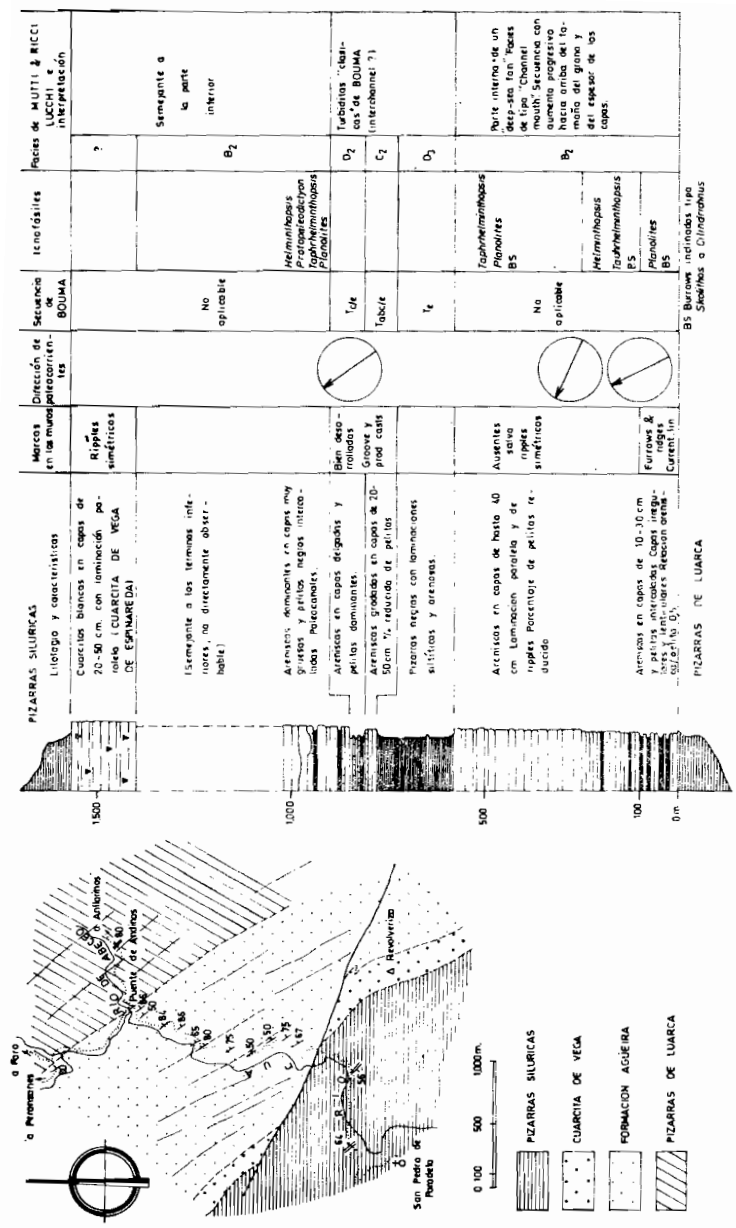


Figura 2.—Características litológicas y sedimentológicas de la Formación Agüeira en el flanco W del sinclinal de Vega.

por ALMELA & VALLE DE LERSUNDI (1963). La formación está constituida por cuarcitas blancas en capas de 30 a 100 cm. de espesor, que presentan laminación paralela, cruzada y numerosos ripples. Su espesor total varía entre 50 y 200 m., siendo más estrecha en el flanco S del Sinclinatorio de Vega (fig. 1) y de mayor espesor en el flanco N. El tránsito entre la Formación Agüeira y la Cuarcita de Vega se realiza de forma gradual, siendo, por el contrario, el contacto superior con las ampelitas silúricas muy neto.

De acuerdo con las edades de las formaciones situadas por encima y por debajo de ella, así como por la continuidad sedimentológica que presenta con la Formación Agüeira, la edad de la Cuarcita de Vega se considera Ordovícico Superior.

## 2.6 SILURICO: AMPELITAS, PIZARRAS NEGRAS Y CUARCITAS (S; Sq)

Los principales afloramientos de materiales silúricos se sitúan en el núcleo del sinclinatorio de Vega (fig. 1). Otros afloramientos más reducidos se localizan en el sinclinatorio de Sotelo.

El Silúrico se encuentra constituido esencialmente por ampelitas y pizarras negras. Dentro de estos niveles se diferencian cuarcitas en capas delgadas, no mayores de 10 cm., intercaladas en las ampelitas cerca de la base de la formación en el flanco S del Sinclinatorio de Vega. En el flanco N y a unos 200 m. de la base se destaca un delgado nivel (5-10 m.) de cuarcitas grises ricas en piritita (Sq). El espesor total visible de los materiales Silúricos alcanza los 600-700 m.

Por lo que respecta a la edad silúrica de estos materiales, durante la realización de este trabajo se ha hallado un yacimiento fosilífero conteniendo *Monograptus* sp. (\*). Una determinación de edad más precisa puede encontrarse en PEREZ-ESTAUN (1975). En la figura 3 se representa la posición de alguno de los yacimientos y faunas citados por este autor. Según PHILLIPOT las especies recogidas en las localidades F-6 y F-7 corresponden al Llandovery Medio, zonas de *Monograptus triangularis* a *M. segwickii*, mientras que el yacimiento F-8 corresponde al Llandovery Inferior, zona de *Monograptus cyptus*. En consecuencia, la base de la formación puede situarse en el Llandovery Inferior y las partes altas de la sucesión podrían llegar a ser Wenlock.

## 2.7 CARBONIFERO: LOS MATERIALES ESTEFANIENSES ( $H_{33}^B-H_{34}^B$ ; $H_{33}^B-H_{34}^B Cg$ )

Los materiales correspondientes a esta zona tienen una amplia representación en la zona E de la Hoja, ocupando una superficie de unos 90 Km<sup>2</sup>.

---

(\*) Coord. X = 358,77; Y = 905,12.

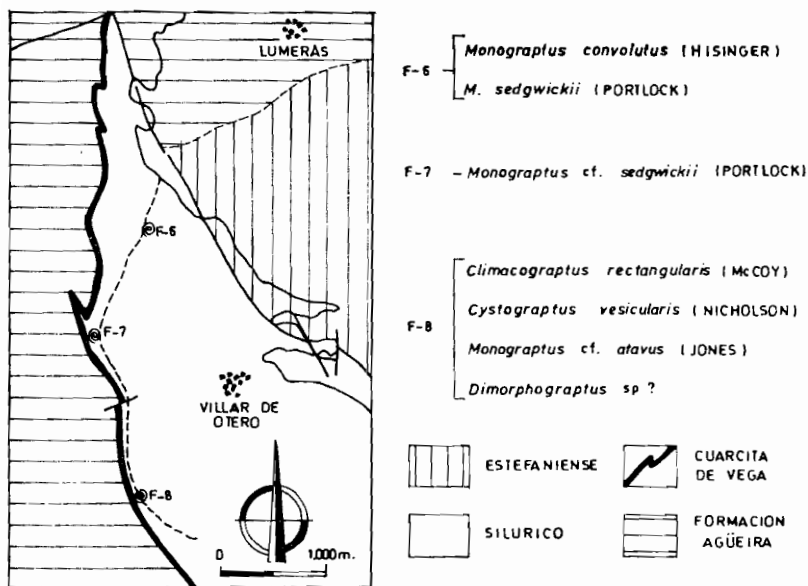


Figura 3.—Situación de los yacimientos silúricos y especies encontradas.

Las referencias bibliográficas más importantes sobre la zona son de ALMELA & VALLE DE LERSUNDI (1963), CORRALES & PELAEZ (1968), CORRALES (1971) y PEREZ-ESTAUN (1975). Estos autores, en líneas generales hablan de depósitos de origen fluvial o torrencial para la pudinga basal e indican un medio fluvio-lacustre de depósito para el resto de la serie, expresando asimismo el carácter ciclotemático de las secuencias. Los primeros estudios paleobotánicos realizados dentro de la cuenca de El Bierzo se deben a AREITIO (1873-1874), ROYO GOMEZ (1920), ALVARADO (1952), JONGMANS (1951) y HERNANDEZ SAMPELAYO (1952), cuyas listas de fósiles nos indican una edad Estefaniense. WAGNER (1966) recoge flora en cuatro localidades, obteniendo una edad Estefaniense B-C, edad que ratifica en algún trabajo posterior WAGNER (1970).

La cuenca se encuentra en contacto discordante y por falla al N con las ampelitas silúricas y al W y S está limitada, con la misma formación, por una falla de dirección NW-SE. En ambos casos, los contactos están fosilizados ocasionalmente por materiales de edad terciaria.

De antiguo se ha establecido en la cuenca una división de la serie

estratigráfica en paquetes desde un punto de vista minero. Dicha división no tiene un valor crono-estratigráfico preciso, ya que al ser las características litológicas de los mismos muy similares, la correlación de paquetes en puntos extremos de la cuenca, es a veces, muy problemática. En general, puede decirse que se trata de una alternancia ininterrumpida de areniscas, argillitas y capas de carbón, apreciándose una disminución del tamaño de grano hacia el techo. Es de notar el hecho de que en la parte alta de la serie aumenta considerablemente el número de capas de antracita respecto a la parte media y baja, tanto de las beneficiadas como de las que, por su reducida potencia o calidad del carbón, no lo son.

En la base de la serie estefaniense existe una amplia representación de unos 200 m. de potencia máxima, de la llamada pudinga basal ( $H_{33}^B-H_{34}^Bcg$ ). Este término puede inducir, en cierto modo, a error en lo que se refiere a definición litológica del tramo, ya que si bien existe pudinga, no se trata de un paquete único sino de una alternancia de materiales detríticos gruesos y pizarras. En cuanto a la pudinga como tal es heterogénea, con cantos generalmente redondeados de cuarcita, los más, y más angulosos de pizarras y cuarzo, los menos, siendo la matriz arenoso-arcillosa en cualquier caso. El tamaño más normal de los cantos es entre 5 y 10 cm. de diámetro, si bien en algunos puntos estas dimensiones pueden ser ligeramente superiores o inferiores. Aflora con claridad en el sector norte de la cuenca, en la carretera de Barcena de Abadía a San Pedro de Paradela, y en la esquina noroccidental de la misma, donde está replegada.

En el sector occidental de la cuenca o sector del Cúa, y salvo una capa laboreada al NE de Lillo del Bierzo, que por su proximidad a la pudinga la estimamos del paquete Perdiz, las primeras capas reconocidas, aunque no explotadas son las del techo del paquete Internacionales (fig. 4 y 5). Sobre ellas, y con una potencia de 80 m., se sitúa el paquete Rebollón, que de muro a techo consta de las capas Betunera, Metálica, Estrecha, Ancha y Cura (fig. 4).

En la capa «Ancha» se encuentra una flora claramente diferente a las anteriores: *Cordaites palmaeformis* GOEPPERT, *Taeniopteris jejuna* GRAND'EURY, *Odontopteris brardi* BRONGNIART, *Odontopteris minor* BRONGNIART, *Callipteridium gigas* (VON SCHLOTHEIM) STERZEL, *Pseudomariopteris ribeyroni* (ZEILLER) DANZE-CORSIN, *Eusphenopteris rotundiloba* NEMEJC, *Poly-morphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER, *Pecopteris cyathea* (VON SCHLOTHEIM) BRONGNIART, *Pecopteris melendezi* WAGNER, *Pecopteris cf. ameromi* STOCKMANS & WILLIERE, *Pecopteris clarkii* LESQUEREUX, *Pecopteris unita* BRONGNIART, *Sphenophyllum emarginatum* (BRONGNIART) BRONGNIART, *Annularia sphenophylloides* (ZENKER) GUTBIER. Aparte, en la capa más superior del paquete «Rebollón» aparece: *Neuropteris ovata* var. (GRAND'EURY) WAGNER y *Callipteridium striatum* WAGNER.



Por encima de los paquetes antes citados se sitúa el paquete Jarrinas con cinco capas y una potencia global de 170 m. Se da la circunstancia de que en esta zona de la cuenca la distancia entre la capa Cura, última del Rebollón y la 5.ª Jarrina, primera al muro de Jarrinas, es tan solo de 5 m. Hacia el E, aumenta la separación entre ambos paquetes. En este paquete, y a techo de la capa 3.ª, se encuentra *Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS, *Pecopteris unita* BRONGNIART, *Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER y *Callipteridium* cf. *striatum* WAGNER, especies todas ellas de gran dispersión vertical. En la «1.ª Jarrina» se repite *Callipteridium striatum* WAGNER.

Sobre el paquete Jarrinas se localiza el paquete Fabero con una potencia mínima reconocida de unos 50 m., habiendo entre ellos unos 25 m. de estéril; consta de cuatro capas. Este paquete es el que culmina la serie estefaniense y se localiza en la parte central del gran sinclinal de Fabero, así como en otro pequeño sinclinal situado al norte del paraje de Tiembra. En la parte superior de toda la serie estratigráfica (capa 2.ª Fabero), aparece: *Callipteridium striatum* WAGNER, *polymorphopteris* aff. *folchwillerensis* (CORSIN) KNIGHT, *Polimorphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER, *Pecopteris melendezi* WAGNER, *Pecopteris unita* BRONGNIART y *Sphenophyllum verticillatum* (VON SCHLOTHEIM) BRONGNIART, especies todas ellas braditélicas, y, por tanto, poco representativas.

En el sector oriental o del Sil, la secuencia, sobre todo en lo referente a la base, es netamente distinta. En primer lugar no llegan a aflorar los niveles conglomeráticos. La serie comienza, en el punto más bajo observable (anticlinal de Alinos), con areniscas que llegan a ser microconglomeráticas, argillitas pizarrosas y algunos carboneros. Todo ello con un cierto carácter ciclotemático, más fácilmente observable en unos puntos que en otros. Unos 300 m. más alta se halla «la primera capa explotable de carbón», la denominada «Bit», laboreada en el flanco sur del sinclinal de Murias. Tiene una potencia de 0,40 m. y en ella se encuentra una asociación característica del Estefaniense B: *Cordaites* cf. *palmaeformis* GOEPPERT, *Callipteridium striatum* WAGNER, *Lobatopteris corsini* WAGNER, *Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER, *Pecopteris unita* BRONGNIART, *Nemejcopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM) BARTHEL, *Validopteris* cf. *hispanica* WAGNER, *Sphenophyllum* cf. *oblongifolium* GERMAN & KAULFUSS, *Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM) WOOD. Varios metros más hacia el techo, en la capa «Perdiz» aparece la siguiente flora fósil indicativa del Estefaniense B Inferior: *Odontopteris brardi* BRONGNIART, *Dicksonites* cf. *sterzeli* (ZEILLER) DANZE-CORSIN, *Lobatopteris corsini* WAGNER, *Polymorphopteris folchwillerensis* (CORSIN) KNIGHT, *Polymorphopteris pseudobucklandi* (ANDRAE) WAGNER *Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER, *Pecopteris unita* BRONGNIART, *Pecopteris clarkii* LESQUERUX, *Pecopteris* cf. *pinnatifida* (GUTBIER) REMY, *Sphenophyllum oblongifolium*

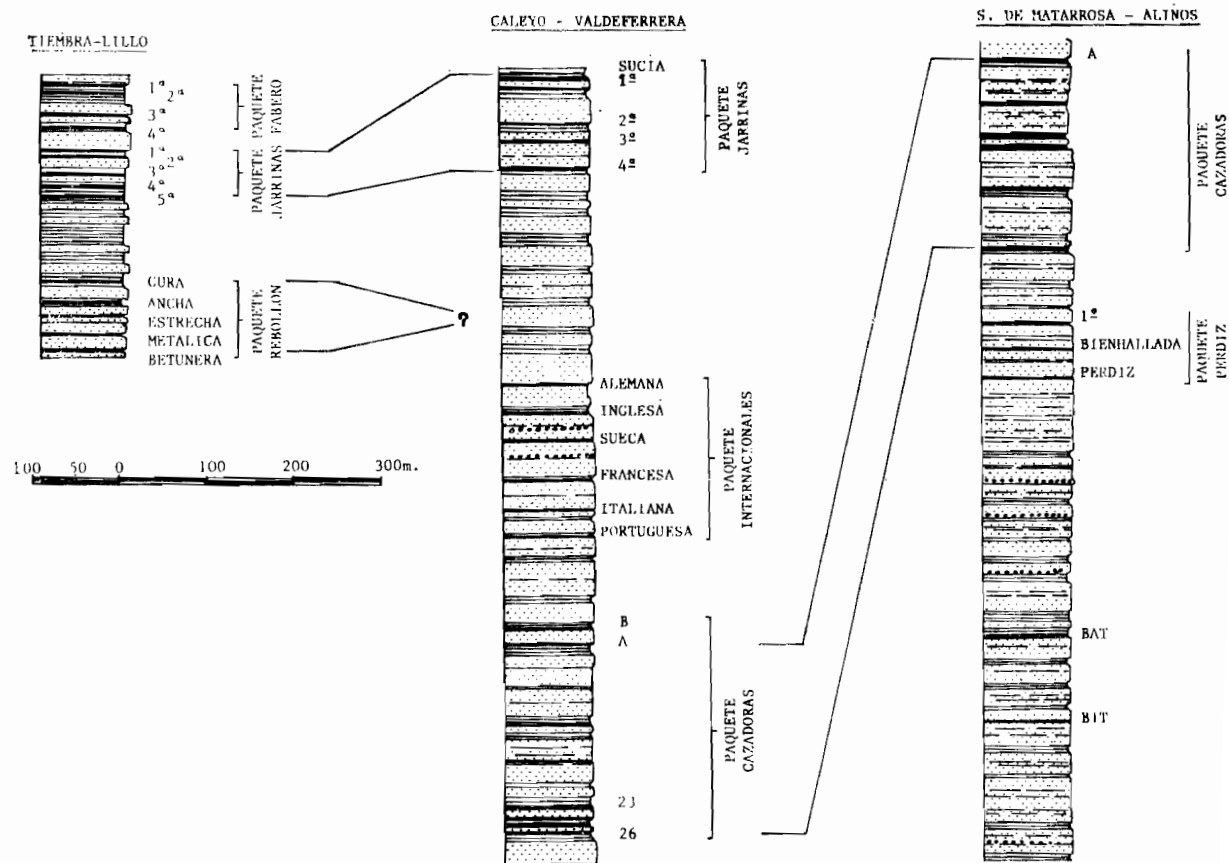


Figura 5.—Series locales de la cuenca estefaniense de Fabero, con expresión de los principales paquetes y capas de carbón.



GERMAN & KAULFUSS, *Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM) WOOD, *Sigillaria brardi* BRONGNIART.

Ascendiendo en la sucesión estratigráfica dentro de este sector siguen unos 95 m. de materiales semejantes a los basales con esporádicas intercalaciones de carboneros. En esta posición se ubica la segunda capa explotada. Es la denominada capa «Bat» de 0,50 m. de potencia. Hay a continuación una serie de areniscas con, a veces, pasadas conglomeráticas en la base de los bancos, y de pizarras arcillosas alternantes. La potencia de este tramo es del orden de 295 m., para llegar al paquete Perdiz, primero de los explotados en este sector. Consta de dos capas principales y otra al techo, más estrecha que las anteriores. La potencia total del paquete es de 67 m. A techo del mismo se encuentran dos especies muy ubicuas, sin ningún valor cronoestratigráfico: *Plymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER y *Pecopteris unita* BRONGNIART.

El corte en el sector del Sil de la cuenca estefaniense se continúa hacia el N por la antigua vía de F. C. Minero de Escandal a Caleyo, hasta el Reguero Seco, donde las capas se pliegan en el sinclinal de Langre con el núcleo bastante tectonizado. En las proximidades del monte Campillín, más al SW, se completa el tramo hasta la capa A del paquete superior. La potencia de materiales es de 300 m., con una litología similar a la ya descrita para los niveles más bajos.

En las cercanías y en el transversal del Grupo Minero Caleyo, de Antracitas de Gaiztarro, S. A., se puede medir otra serie superior a la antes descrita, aunque la correlación entre ambas plantea algunos problemas. Comienza con pizarras y capas de carbón y sigue con areniscas y algunas pizarras arcillosas y carboneros, hasta llegar a otras dos capas explotables, la A y la B. En conjunto se denomina Paquete Cazadores, si bien algunos autores consideran estas últimas capas intermedias entre éste y el paquete de las Internacionales. Unos niveles de areniscas con algunas pizarras (108 m.), separan la capa A citada con la Capa Portuguesa, la más baja del Paquete Internacionales que presenta en este punto una potencia de 139 m. Está formado por seis capas de las cuales la Inglesa está reconocida y se explota en toda la cuenca, teniendo, por tanto, gran extensión lateral. La flora en la base de la Capa Portuguesa está constituida por: *Neuropteris ovata* var. (GRAND'EURY) WAGNER, *Sphenophyllum oblongifolium* GERMAN & KAULFUSS y *Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER, especies que se distribuyen prácticamente a lo largo de todo el Estefaniense B. La parte superior de este paquete (capas «Inglesa» y «Sueca»), está caracterizada por: *Pseudomariopteris* cf. *ribeyroni* (ZEILLER) DANZECORSIN, *Callipteridium striatum* WAGNER, *Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER y *Sphenophyllum oblongifolium* GERMAN & KAULFUSS. GUERRIER (1969, inédito) cita en la capa «inglesa»: *Pecopteris unita* (BRONGNIART), *Pecopteris arborescens* (VON SCHLOTHEIM) BRONGNIART,

*Pecopteris rotundifolia* CORSIN y *Alethopteris friedeli* BERTRAND. WAGNER (1966) recoge, asimismo, de esta capa «Inglesa» (capa 5.): *Neuropteris ovata* var. *grand'eury* WAGNER, *Odontopteris brardi* BRONGNIART, *Callipteridium zeilleri* WAGNER, *Alethopteris zeilleri* RAGOT, *Alethopteris* cf. *leonensis* WAGNER, *Polymorphopteris* cf. *villablinensis* WAGNER, *Nemejcopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM) BARTHEL y *Sigillaria brardi* BRONGNIART.

La litología en el sector del Sil, continúa uniforme y sensiblemente igual a la descrita, sin más variación que la presencia de esporádicas capas de carbón poco reconocidas y con poca extensión, hasta un nuevo grupo de capas, el denominado Paquete Jarrinas. En total unos 235 m. de serie. El Paquete Jarrinas está formado por cinco capas. Posee una potencia total, en el Grupo Minero Jarrinas, de 90 m. Estos son los niveles superiores observables en este sector por llegarse al eje del sinclinal de Fabero.

Una correlación rápida entre el sector del Cúa y el del Sil muestra algunas variaciones notables en la estratigrafía de la cuenca. La potencia de los tramos basales, muy reducida en Fabero, sufre un aumento considerable al Sur de Matarrosa, en el borde SE. Desde el techo de la pudinga basal al techo del paquete de la Internacionales hay en la primera localidad unos 100 m., mientras que en el segundo punto citado es de, al menos, 1.000-1.100 m. Si bien el espesor total no es conocido por no aflorar el nivel inferior de conglomerados. Los paquetes intermedios y altos, así como los tramos estériles entre ellos, sufren variaciones de potencia, menores en valor absoluto, pero en el mismo sentido: hacia el S y el SE aumenta la potencia de la serie. Otro hecho destacable es la desaparición en el mismo sentido, de algunas capas y paquetes. Tal ocurre con el Paquete Rebollón o con un grupo de capas, entre éste y el Jarrinas, llamadas las Goyas. El estado actual de los conocimientos no permite opinar sobre las causas de esta desaparición. Puede no ser un hecho real, estratigráfico, sino una falta de reconocimiento de la cuenca o incluso un cambio de nomenclatura en sectores próximos. El fenómeno no es, por supuesto, exclusivo de las capas de carbón, sino un hecho generalizado. Se observa en niveles de conglomerado y areniscas gruesas que lateralmente desaparecen o pasan a materiales de granulometría inferior. Se trata, en estos casos observables, de hechos condicionados por el medio de depósito.

Respecto a la edad de la serie indiquemos que, en resumen, se puede asignar una edad Estefaniense B Inferior a la base, sin que la flora recogida en localidades más altas permita afirmar ni negar la existencia de Estefaniense C, como ha sido expuesto por otros autores.

## 2.8 NEOGENO ( $T_{1-1}^{Bb-Bc}$ ; $T_{1-1}^{Bb-Bc}$ cg; $T_{1-1}^{Bb-Bc}$ cgs; $T_{1-1}^{Bb-Bc}$ c; $T_2^B -Q_1$ ; $T_2^B -Q_1$ cg)

Las formaciones Neógenas que afloran en la Hoja se atribuyen al Mioceno y al Plioceno-Pleistoceno por comparación con depósitos similares de la Cuenca del Duero en el borde sur de la Cordillera Cantábrica.

Aunque algunos autores, VIDAL BOX (1941), EVERS (1967), PEREZ GARCIA (1977), han citado formaciones Paleógenas en regiones próximas, estas facies no aparecen en la región estudiada o han de ser incluidas en el Neógeno por estar íntimamente relacionadas con los materiales claramente miocenos, tal como han realizado SLUITER y DANNEKOEK (1964) y HOCQUARD (1975).

En conjunto el Neógeno está formado por series rojas detríticas de ambiente continental que como facies marginales rodean toda la Cuenca del Duero, pudiendo separarse dos unidades complejas diferentes, la inferior atribuida al Mioceno Medio y Superior, y otra, que la recubre en parte, atribuida al Plioceno-Pleistoceno, HERNANDEZ SAMPELAYO (1951), BIROT y SOLE SABARIS (1954), CRUSAFONT y VILLALTA (1954), MABESOOOME (1959, 1962), SLUITER y PANNEKOEK (1964).

Entre ambos conjuntos puede existir un intervalo de tiempo considerable que se destaca tanto en algunas variaciones de litología, como por la presencia entre ambos de una etapa de fracturación que en ocasiones aparece fosilizada por el conjunto superior, plio-pleistoceno.

El conjunto inferior pasa lateralmente en los términos inferiores al Vindoboniense Superior de la Cuenca del Duero, por lo que puede representar en esta zona al Vindoboniense Superior-Pontiense. Los materiales que forman este conjunto en la Hoja, se pueden separar por sus características sedimentológicas en tres zonas de afloramientos, debido a la gran influencia que sobre la sedimentación ejercen el área madre (relieve y litología), el tipo de transporte y el ambiente sedimentario.

En la zona de Paradaseca-Finolloredo el área madre es fundamentalmente ordovícica con fuerte aportación de cantos cuarcíticos y fracciones arena y limo, predominando los tonos rojizos.

En la carretera a Paradaseca, bordeando la explotación romana, la serie comienza con 20-25 m. de conglomerado rojizo con cantos flotantes en una matriz de limos arenosos ( $T_{1-1}^{Bb-Bc}$  cg), pasando hacia arriba a arenas y limos arenosos ( $T_{1-1}^{Bb-Bc}$ ) entre los que se encajan pequeñas cicatrices de canales con algunos cantos. La sucesión presenta todas las características de facies proximal de abanico aluvial, pasando a facies media y distal hacia el techo.

Más al E, en el Valle de Finolloredo, la serie Miocena aparece con un espesor considerable. Los conglomerados basales llegan a los 70 a 90 m., aumentando la matriz en el techo y distanciándose los cantos mientras que

la facies «braided» oscila entre 35 a 40 m. con las mismas características que en Paradaseca. Por encima, una nueva colada de conglomerados ( $T_{1-1}^{Bb-Bc}$  cgs) con tendencia a no estar los cantos en contacto, con 15 a 20 m. de potencia y superficie inferior erosiva, marca un nuevo ciclo de reactivación de los abanicos aluviales, que termina con 15 a 25 m. de limos arenosos con facies «braided» y de inundación. El mayor espesor de conglomerados basales y la clara reactivación parece indicar que estamos situados en las proximidades del cañón de salida del abanico aluvial.

En la zona de Vega de Espinareda-Fabero, que continúa con afloramientos dispersos hacia el NE, hay un fuerte cambio en la litología, que atribuimos a la influencia del área madre.

Son mucho menos potentes, e incluso casi desaparecen, los conglomerados basales, que presentan muchos más cantos pizarrosos y de arenisca, y en una matriz netamente de dominio arcilloso.

El término superior de la serie es también claramente de limos arcillosos, pardo rojizos, con escasas intercalaciones de canales muy planos con estratificación cruzada festoneada de media escala desarrolladas sobre lentejones de limos arenosos. Al NE de Vega de Espinareda se refleja también la presencia de una segunda etapa de reactivación de los abanicos aluviales, también con menor contenido arenosos y mayor contenido arcilloso, que en ocasiones, como al SE de Fabero, corta en clara discordancia al conjunto inferior deformado por fracturación y que llega a alcanzar en algún punto buzamientos de 70°. En este tramo inferior y al SE de Fabero aparecen delgados niveles calcáreo-dolomíticos ( $T_{1-1}^{Bb-Bc}$  c), con límite inferior difuso y superior neto, en capas muy delgadas, alternando con limos arcillosos gris claros. Presentan características de cementación por evaporación en un ambiente de charca árida en las partes distales de abanicos aluviales.

Además del mayor contenido en fracción arcillosa y de limo fino en esta zona, en general las facies presentan un carácter más distal.

La zona de Sancedo-Fresnedo-Toreno, presenta la mayor superficie de afloramientos de materiales miocenos, con características de las dos zonas anteriores. Al W el área madre del Paleozoico Inferior condiciona una fuerte aportación de conglomerados y fracción arenosa, con sucesiones y facies similares a las de Paradaseca-Finollo, mientras que hacia el E disminuye la presencia de cantos y aumenta la fracción arcillosa. Al norte de la zona, cerca de Tombrio, alcanzan los niveles de carbonatos su mayor desarrollo, dando espesores de hasta 5 a 6 m. de calizas y dolomías margosas en capas delgadas, intercaladas en los limos arcillosos de la secuencia inferior de abanico aluvial. El carácter proximal es más acusado al W, mientras que presenta características de mayor distalidad al E.

Las condiciones de afloramiento tienen una fuerte influencia tectónica.

La zona de Paradaseca-Finolledo presenta todo el límite N en contacto por falla con el Paleozoico, mientras que el límite sur está formado por la superficie de discordancia sobre un relieve prácticamente horizontal. La zona de Vega de Espinareda-Fabero presenta al sur límites por falla, mientras que hacia el N se adelgaza el afloramiento apareciendo la superficie de discordancia. Esto parece indicar un mayor salto de las fallas hacia el SW. La zona de Sancedo-Fresnedo-Toreno presenta en sus límites contacto discordante aunque en algunas zonas es indudable la existencia de una falla en profundidad que ha sido erosionada en su labio elevado y fosilizada por los depósitos de abanicos.

La fracturación hay que situarla, por lo tanto, entre el Vindoboniense Superior y el Pontiense, donde una posible reactivación en algunas zonas da lugar a la nueva activación de los abanicos aluviales, lo que explica tanto las superficies erosivas en las facies medias y distales, como las discordancias internas entre diferentes coladas con buzamientos fuertes en las proximidades de las fallas.

El Plioceno-Pleistoceno está representado por materiales muy similares a los anteriores, por litología y ambiente sedimentario, formando las «rañas» que recubren en parte a las series miocenas. En la zona de Paradaseca los materiales de la «raña», conglomerados con matriz arenosa de tonos pardo rojizos a pardo claros ( $T_2^B-Q_1$ ), fosilizan en ocasiones a la falla que limita el Mioceno, mientras que hacia Finolledo los mismos materiales están cortados por fallas del mismo sistema. Debemos explicar esto como una removilización de la falla anterior en época muy reciente con un salto de gran variación a lo largo de la misma.

Entre Fabero y Toreno estos depósitos reposan directamente sobre el Estefaniense, mientras que en Fresnedo recubren en aparente concordancia al Mioceno, desarrollando aquí el máximo espesor, próximo a los 100 m., formando las partes altas del relieve. En general presenta bloques y cantos de mayor tamaño que en el Mioceno, con valores de diámetro medio entre 40 y 20 cm., llegando algunos bloques a sobrepasar los 60 cm. de diámetro.

Dentro de la Hoja de Vega de Espinareda, se puede diferenciar una serie de depósitos cuaternarios de importancia y características diferentes. Dejando aparte los suelos, no representados en el mapa, y los depósitos de origen diverso señalados como cuaternario indiferenciado (Q), se pueden distinguir: depósitos de origen glaciár, fundamentalmente morrenas (QMG), depósitos de origen fluvio-glaciár, principalmente terrazas fluvio-glaciares (QTG), depósitos de origen fluvial, principalmente depósitos aluviales (QAI) y conos de deyección (QCD) y derrubios de ladera (QI).

Los depósitos de origen glaciár son muy escasos dentro de la Hoja de Vega, conservándose solo algunos restos de morrenas situados en la

parte NW de la misma. Se trata de depósitos formados por una serie de bloques y cantos de material generalmente cuarcítico, englobados en una matriz arenosa-arcillosa. Su característica principal es su gran heterogeneidad y la ausencia total de estratificación.

Muchos de los materiales obtenidos, transportados y depositados por el hielo pueden ser retomados, transportados y redepositados por corrientes de agua provenientes del propio glaciar. Todos estos materiales constituyen actualmente terrazas fluvio-glaciares situadas por encima del nivel actual de los ríos. Estos depósitos conservan aún muchas de las características glaciares, pero presentan ya un cierto grado de clasificación y estratificación. Terrazas de este tipo se encuentran en los antiguos valles glaciares de Ancares y Burbia.

Entre los depósitos de origen fluvial son destacables las llanuras aluviales (QAI) y los conos de deyección (QCd), cuya formación se ve favorecida por la existencia de fuertes relieves en la parte N de la Hoja. Estos conos son frecuentes en el fondo de los primitivos valles glaciares, como el valle de Burbia.

Los derrubios de ladera y coluviones (QL) son frecuentes en las áreas más elevadas con fuertes pendientes y en las zonas cuarcíticas. También son frecuentes los derrubios de ladera recubriendo las paredes de los valles glaciares y sobre los taludes de los circos.

### **3 TECTONICA**

En la Hoja de Vega de Espinareda existen una serie de estructuras y discordancias que evidencian una sucesión de etapas de deformación; éstas pueden sintetizarse en dos episodios mayores sucedidos uno de ellos durante la orogénesis hercínica y otro con posterioridad al Terciario. Existen dos discordancias mayores, una entre el Estefaniense y el Paleozoico Inferior y otras entre el Terciario y el resto de los materiales paleozoicos. Por otra parte, existe una discordancia menor dentro del Terciario.

Los materiales paleozoicos han sufrido una deformación polifásica acompañada de metamorfismo durante la orogénesis hercínica. En la Zona Astur-occidental-leonesa se han reconocido tres fases principales y una etapa tardía de deformación. Esta etapa tardía da lugar a fracturas y a pliegues que afectan fundamentalmente a los materiales estefanienses.

Parte de los materiales terciarios se hallan afectados por grandes fallas que a su vez son fosilizadas por otros depósitos terciarios más modernos.

#### **3.1 LAS ESTRUCTURAS ORIGINADAS DURANTE LA OROGENESIS HERCINICA**

En el transcurso de la orogénesis hercínica, se generaron en los mate-

riales del Paleozoico Inferior una serie de estructuras superpuestas de dirección general NW-SE. De las tres fases de deformación principales que han sido reconocidas en la Zona Asturoccidental-leonesa, en la Hoja de Vega de Espinareda se hallan estructuras representativas de la 1.<sup>a</sup> y 3.<sup>a</sup>, siendo la 2.<sup>a</sup> prácticamente inexistente. Como es bien conocido, la primera fase de deformación da lugar a pliegues asimétricos fuertemente vergentes al E, acompañados de una esquistosidad de flujo. La segunda fase genera cabalgamientos y escamas y la tercera pliegues de gran longitud de onda de plano axial subvertical o vergente al W y, a veces, esquistosidad de crenulación.

En la figura 1 se muestra la denominación de las estructuras mayores presentes en la Hoja. En su conjunto y por lo que al Paleozoico Inferior se refiere, la estructura puede resumirse en dos sinclinorios, sinclinorio de Vega (al NE) y de Sotelo (al SW), separados por una estructura antiformal, anticlinal de Ancares y de Tejeira. Uno de los hechos que más llama la atención es la diferencia existente entre la geometría de los pliegues mayores. Puede destacarse, por ejemplo, la diferencia entre el Sinclinal de San Pedro de Paradela y el de Llumeras. Otro tanto podría decirse entre los anticlinales de Tejeira y de San Pedro de Paradela. Esta diferente geometría se debe a que son estructuras que corresponden a distintas etapas de deformación, como puede verse al observar la posición no solo de la estratificación sino también de la esquistosidad de primera fase. Así, mientras en unos casos esta esquistosidad aparece claramente paralela al plano axial del pliegue, en otros se encuentra plegada. Es precisamente en el ámbito de esta Hoja en donde puede demostrarse más fácilmente la existencia de estructuras superpuestas en la parte más oriental de la zona Asturoccidental-leonesa.

Las estructuras situadas más al NE de la Hoja son el anticlinal y sinclinal de San Pedro de Paradela, que corresponden a la primera fase de deformación; se trata de pliegues similares, próximos al Tipo 2 de RAMSAY, acompañados por una esquistosidad de flujo paralela a sus superficies axiales. En la actualidad esta esquistosidad se dispone subverticalmente o incluso inclinada al NE.

El sinclinal de Llumeras, situado más al SW, se presenta como un sinclinal muy amplio con su flanco NE muy verticalizado y el flanco SW buizando ligeramente, de modo que su plano axial muestra una clara vergencia al SW; en este pliegue la esquistosidad de flujo no se dispone paralelamente a su superficie axial, sino que se encuentra plegada, al igual que la estratificación. El sinclinal de Llumeras es un pliegue de tercera fase generado en el flanco normal de un pliegue de primera fase (anticlinal de San Pedro de Paradela). Todo el flanco SW del sinclinorio de Vega muestra la esquistosidad de flujo basculada al NE, de modo que los pliegues de primera fase se encuentran en esta zona «fase down». En la Bajada del

Puerto de Llumeras, en las pizarras negras y ampelitas silúricas, se encuentran pliegues asimétricos de Tipo 2, con esquistosidad de flujo dispuesta subhorizontalmente e incluso basculada al NE.

Dejando aparte el anticlinal de Ancares, la estructura situada inmediatamente al SW del sinclinorio de Vega, es el anticlinal de Tejeira. En este anticlinal, el flanco oriental buza suavemente hacia el NE (entre 30 y 50°) y el flanco SW muestra buzamientos entre 70 y 90°. La esquistosidad de flujo se halla plegada en este anticlinal, pudiendo, por tanto, considerar a esta estructura como correspondiente a la tercera fase de deformación.

El núcleo del anticlinal de Tejeira presenta una estructura compleja, debido a la existencia de fracturas longitudinales al mismo.

El anticlinal de Ancares es una estructura que aflora en el ángulo NW de la Hoja gracias a la existencia de una serie de fracturas que hacen elevarse los materiales de la Serie de los Cabos sobre las Pizarras de Luarca.

La estructura situada más al SW es el sinclinorio de Sotelo, constituido esencialmente por dos sinclinales y un anticlinal; se trata de pliegues muy apretados que van acompañados por una esquistosidad de flujo. De éstos, el sinclinal situado más al SW presenta una escama tectónica haciendo cabalgar la Formación Agüeria sobre los materiales silúricos.

En síntesis, puede afirmarse que en la Hoja de Vega de Espinareda existen dos fases de deformación principales, correspondientes a la primera y tercera de la Zona Asturoccidental-leonesa, que afecta a los materiales del Paleozoico Inferior. Ambas fases son homoaxiales y dan lugar a pliegues. La primera, a la que corresponden los pliegues mayores del sinclinorio de Sotelo y el anticlinal y sinclinal de San Pedro de Paradela, da lugar a pliegues similares (clase 2) de traza axial NW-SE, asimétricos, originalmente vergentes al NE (en la actualidad su posición original se encuentra modificada) y acompañados por una esquistosidad de flujo, generalmente de plano axial. Esta esquistosidad origina una reorganización de los constituyentes de la roca, dando lugar a una clara estructura planar. Su desarrollo y grado de penetratividad es mayor en los materiales pizarrosos. La segunda fase de deformación hercínica, correspondiente a los cabalgamientos de la Zona Asturoccidental-leonesa, no presenta estructuras importantes en la Hoja. La tercera fase de deformación y segunda de plegamiento da lugar a pliegues amplios con ligera vergencia S. En la presente Hoja, el sinclinal de Llumeras y el anticlinal de Tejeira son las estructuras mayores representantes de esta fase. Igualmente existen otras estructuras menores, tales como esquistosidad de crenulación y Kink-bands; estas estructuras solamente son penetrativas de forma local y muestran una distribución muy irregular. Su mayor desarrollo corresponde a las zonas en las que la esquistosidad de flujo se dispone subhorizontalmente o buzando ligeramente al N.

Las fases de deformación arriba citadas, no afectan a los materiales



estefanienses. Después del depósito de estos materiales, se producen una serie de estructuras que los afectan conjuntamente con su sustrato. En el sustrato se originan fundamentalmente una serie de fracturas que en la cobertera estefaniense dan lugar a pliegues laxos de dirección axial aproximada ENE-WSW. La longitud de onda de los mismos, así como su geometría, es muy variada debido probablemente a que corresponde a una tectónica de revestimiento. En la figura 6 se muestra un esquema idealizado de la estructura general de la cuenca estefaniense de Fabero y su relación con las cuencas de Bembibre y Tremor, según PEREZ-ESTAUN (1975).

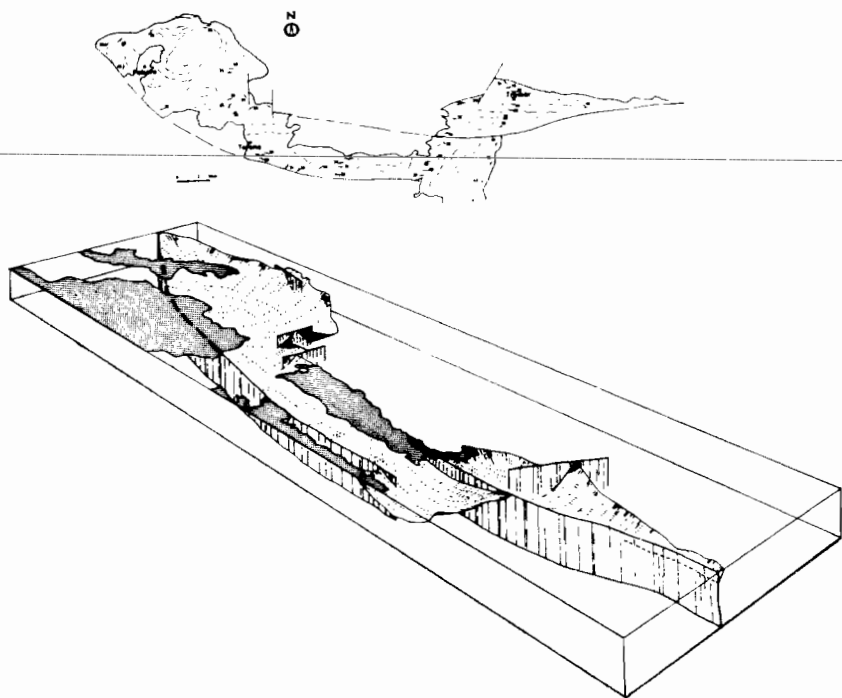


Figura 6.—Esquema geológico mostrando la estructura de la cuenca estefaniense de Fabero, Bembibre y Tremor (según PEREZ-ESTAUN, 1975).

### 3.2 LA DEFORMACION PROPIA DEL TERCARIO

Los materiales miocenos y plio-pleistocenos de la hoja se encuentran

afectados por una red de fracturas que conducen en ocasiones a una verticalización local de estos materiales. La mayor parte de las fracturas se originaron entre el Mioceno y el Plioceno, aunque en algunos casos afectan también al Plioceno-Pleistoceno. En ocasiones constituyen una removilización de accidentes más antiguos. Estas fallas presentan una dirección general NE-SW y un movimiento principal vertical; sus planos se disponen subverticalmente, presentando a veces inflexiones en su trazado. Estas fracturas condicionaron parcialmente la sedimentación de los materiales neógenos, tal como se ha indicado en el capítulo de estratigrafía.

#### 4 METAMORFISMO

Los terrenos paleozoicos pre-estefanienses de esta Hoja se encuentran situados dentro de la parte más oriental de la zona Asturoccidental-leonesa y desde el punto de vista metamórfico presentan características concordantes con esta situación. El grado de metamorfismo no supera nunca la facies de los esquistos verdes, dentro de la cual, pueden observarse asociaciones pertenecientes a las zonas de la clorita y de la biotita. Textualmente los materiales paleozoicos se transforman por efecto del metamorfismo y la deformación que la acompaña, en filitas con una esquistosidad muy desarrollada y en matasamitas en las que las superficies de esquistosidad no son tan manifiestas.

Las asociaciones minerales observadas en rocas pelíticas y samíticas son las siguientes:

- cuarzo-sericita-clorita
- cuarzo-sericita-clorita-albita
- cuarzo-sericita-clorita-biotita.
- cuarzo-sericita-clorita-biotita-albita
- cuarzo-sericita-clorita-cloritoide
- cuarzo-sericita-clorita-cloritoide-(andalucita).

Como minerales accesorios se encuentran pequeñas cantidades de cirión, apatito, turmalina, rutilo y minerales opacos. Las rocas cuarcíticas o samíticas presentan como asociación más frecuente: cuarzo, sericita y albita o microclina. La biotita parece encontrarse con mayor frecuencia en el núcleo del anticlinal de Tejeira, que es donde aparecen los materiales más antiguos. En lo que respecta al cloritoide, como es normal en esta región, se encuentra confinado a las pizarras ricas en materia carbonosa pertenecientes al silúrico. Existe un claro condicionamiento químico en la aparición del cloritoide.

Dentro de la evolución temporal del metamorfismo, el primer mineral en

formarse es la clorita que se presenta en cristales pre o sintectónicos precoces con la esquistosidad de flujo. Estos cristales están deformados, presentan extinción ondulante y sombras de presión donde cristaliza cuarzo. Durante la formación de la esquistosidad de flujo cristaliza principalmente sericita y también clorita. El cloritoide comienza su formación precozmente con relación a la esquistosidad de flujo, encontrándose cristales deformados y sombras de presión. Este mineral continúa su desarrollo hasta la formación de la esquistosidad de crenulación, ya que se encuentran cristales deformados y sombras de presión. Este mineral continúa su desarrollo hasta la formación de la esquistosidad de crenulación, ya que se encuentran cristales dispuestos con su dimensión mayor paralela a las superficies axiales de los micropliegues de la crenulación. En determinadas muestras se han observado porfiroblastos de andalucita pseudomorfoseadas totalmente por sericita y alrededor de las cuales se curva la esquistosidad de crenulación. Estos minerales parecen francamente posteriores a la esquistosidad de flujo y posteriores a la decrenulación. La biotita es siempre un mineral claramente posterior a la esquistosidad de flujo; se presenta como poiquiloblastos posteriores a esta esquistosidad o también en pequeños filones que cortan a la misma.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto, el metamorfismo parece alcanzar su climax con posterioridad a la primera fase de deformación y antes de la tercera. Este climax vendría marcado por la formación de andalucita, que posteriormente sufre un metamorfismo retrógrado, desestabilizándose a sericita. Este metamorfismo corresponde a uno de baja presión dentro de la facies anfibolítica de bajo grado.

Podría pensarse en la presencia de rocas ígneas pre-esquistosidad de crenulación como causantes de este metamorfismo, pero no se encuentra, en este área, ninguna roca de este tipo. También podría ser originado por la presencia de domos térmicos localizados, que se desarrollarían precozmente; sin embargo, este caso resulta poco común dentro del dominio geológico en el que se sitúa la Hoja de Vega de Espinareda, ya que tal modelo parece más propio de partes más internas del Orógeno.

En los alrededores del granito de Campo de Agua existe una aureola restringida de metamorfismo de contacto presentando rocas con asociaciones mineralógicas con andalucita y cordierita. Las metapsamitas existentes en la aureola de contacto presentan texturas granoblásticas de recristalización térmica estática.

## 5 ROCAS IGNEAS: EL GRANITO DE CAMPO DE AGUA ( $\gamma_{mb}^2$ )

El granito de Campo de Agua aflora en la parte NW de la Hoja de Vega de Espinareda presentando unos límites muy irregulares. Este trazado carto-

gráfico se debe en parte a las fallas que con dirección NW-SE afectan y desplazan distintas partes del granito.

Se trata de un granito leucocrático de dos micas cuya facies más común es de grano grueso y textura hipidiomórfica. Además de otra de grano medio, existen aplitas y granitos de grano fino y textura alotriomórfica que posiblemente representen facies de borde. En la parte central del macizo existe una banda tectonizada que se caracteriza por ser de color rosa y por tener textura protoclastica, siendo la deformación sufrida esencialmente rígida.

Con respecto a la composición mineralógica, a continuación se citan las diferentes minerales junto con una descripción de sus características más destacables.

El cuarzo se presenta en cristales pequeños incluido en feldespatos y en cristales anhedrales asociados en formas más o menos redondeadas. Es frecuente la extinción ondulante y un carácter cataclástico bastante generalizado.

El feldespato potásico es de tipo microclina. Puede ser intersticial, en cuyo caso corroe y sustituye a otros minerales, en especial a las plagioclasas, o bien se presenta en cristales subhedrales de tamaño similar a otros constituyentes esenciales, y en megacristales (de hasta 3 ó 4 cm. de longitud) que incluyen abundantes granos de cuarzo y plagioclasas, a veces orientadas. En muchos casos presenta pertitas de forma irregular muy desarrolladas.

Las plagioclasas suelen ser idiomorfas, a veces están ligeramente zonadas y forman algunas sinneusis. Su composición varía entre  $An_{8-12}$  y  $An_{20}$ , siendo más frecuente las primeras; presentan bordes de decalcificación y formas de corrosión en contacto con microclina. Pueden estar sericitizadas sobre todo en los núcleos.

La moscovita se presenta en láminas aisladas o en agregados. En algunos casos están asociadas a cuarzo y feldespatos y se caracterizan por bordes irregulares o simplectíticos. En gran parte se han formado a expensas de feldespatos.

La biotita, más escasa que la moscovita, está en su mayor parte alterada a clorita. El granate es un accesorio muy frecuente en cristales euhedrales o subhedrales con algunas fracturas en las que se observa sustitución por clorita. A veces aparece asociado a pseudomorfos hexagonales constituidos por láminas entrecruzadas de clorita y moscovita. Es particularmente abundante (5 por 100) en facies apliticas de escaso desarrollo.

Puede afirmarse que el granito de Campo de Agua es un stock alóctono y epizonal y por tanto disarmónico (O. SUAREZ, 1976). Teniendo en cuenta las características mineralógicas, texturales y químicas es comparable a los granitos de dos micas con megacristales de origen anatético de Galicia o el grupo C de granitoides palingenéticos establecido por CAPDEVILA, CORRETGE y FLOOR (1973) para el NW de la Península.

## 6 HISTORIA GEOLOGICA

La sedimentación de los materiales del Paleozoico Inferior en el ámbito de la Hoja de Vega de Espinareda, tuvo lugar en una zona de subsidencia activa durante este período. Desde el Cámbrico Inferior al Ordovícico Inferior se sedimentaron materiales en un medio marino somero. La sucesión comienza por un horizonte carbonatado (Caliza de Vegadeo), cuyas características indican unas condiciones de sedimentación de tipo «tidal flat». Continúan por una sedimentación de materiales detríticos (Serie de los Cabos) en un medio marino somero. A partir del Ordovícico Inferior se registra un cambio en las condiciones de sedimentación; así, las características de la formación siguiente (Pizarras de Luarca, de edad Ordovícico Medio), constituida por pizarras negras homogéneas, ricas en pirita, sugieren una sedimentación, en un medio euxínico, probablemente más profundo. A partir de este momento se diferencia un surco profundo en la parte central de la Hoja en el que se instala un abanico submarino profundo dando lugar a depósitos de tipo turbidítico (Formación Agüeira). Esta evolución progresiva de las condiciones de depósito (marino somero-euxínico-marino profundo) termina antes del depósito del Silúrico.

No obstante, la distribución de los espesores de esta secuencia paleozoica no es uniforme a través de la Hoja, así, mientras en la parte central se superan los 8.000 m. de espesor, en el extremo SW los materiales situados por encima de las cuarcitas del Ordovícico Inferior presentan un espesor muy reducido.

Los sedimentos antes descritos sufrieron una deformación polifásica, acompañada de un metamorfismo de bajo grado en el transcurso de la orogénesis hercínica. Dentro del ámbito de la Hoja se distinguen dos fases de plegamiento que van acompañadas de una deformación interna importante. Con posterioridad a estas fases principales, probablemente durante los tiempos estefanienses, tuvo lugar el emplazamiento de un granito de dos micas (Granito de Campo de Agua).

Los materiales estefanienses, que pueden ser considerados como los sedimentos molásicos resultantes de la erosión de la cadena hercínica, se depositaron discordantemente sobre los materiales paleozoicos antes citados. Con posterioridad a su depósito tiene lugar una fase tardía de deformación que da lugar a fallas en el substrato y a una tectónica de pliegues de revestimiento en la cobertera estefaniense. Esta etapa de fracturación constituye el último episodio de la orogénesis hercínica.

Durante el Terciario tiene lugar una sedimentación continental detrítica. Esta sedimentación se realizó en un período tectónicamente activo, durante el cual se instala una nueva red de fallas o se removilizan fracturas más antiguas. Las últimas evidencias de actividad tectónica tienen lugar durante el Plio-pleistoceno.

## **7 GEOLOGIA ECONOMICA**

### **7.1 HIDROGEOLOGIA**

Las condiciones hidrológicas de la Hoja vienen determinadas por unas características litológicas, desfavorables en términos generales.

El metamorfismo regional que afecta a los materiales preestefanienses ha producido en éstos la desaparición de las texturas iniciales, con eliminación de la porosidad efectiva primaria y supresión así de las posibilidades hidrogeológicas.

El Estefaniense de Fabero, constituido por una serie de areniscas y pizarras, con pudingas desarrolladas en la base y pequeñas intercalaciones en el resto, no ofrece ningún interés en cuanto a acumulación de agua. De hecho, a pesar del drenaje elevado debido a la actividad minera que se realiza en la cuenca, la captación de agua en todas las minas es muy reducida.

El Terciario se halla constituido por una serie fundamentalmente arcillosa, en líneas generales, con términos arenosos o pudingas en algunos casos. De otro lado, ocupa normalmente posiciones topográficas elevadas, excepto en la depresión de Fabero-Vega de Espinareda, por lo que las posibilidades de circulación y acumulación son mínimas a nivel regional. Localmente, pueden establecerse pequeñas captaciones, muy limitadas en cuanto a su capacidad.

En lo que respecta a los depósitos cuaternarios, únicamente deben considerarse los aluviones de los ríos actuales, si bien éstos tienen un carácter tan restringido por su escaso desarrollo que su potencial de acumulación es prácticamente inexistente.

La tectónica existente en los materiales preestefanienses ha desarrollado en éstos unos sistemas de esquistosidades, diaclasas y fracturas que producen una fisuración que eventualmente permite la circulación y relativa acumulación de agua. Dentro de este esquema, las fracturas o discontinuidades mayores actúan como zonas de preferente circulación o colectores de los sistemas menores, siendo sobre estas fracturas donde se localiza un mayor número de puntos de afloramiento de aguas.

### **7.2 MINERIA**

Dentro del ámbito de la Hoja no existe actualmente actividad de ningún tipo de minería metálica.

En la parte norte, en las proximidades de Pereda de Ancares, se han citado indicios de minerales de plomo (galena); los resultados de los reconocimientos han sido negativos en cuanto a las posibilidades potenciales

ya que se trata de cristales aislados de galena, o filoncillos, sin continuidad en ningún sentido.

Un desarrollo mucho más amplio, en cuanto al número de puntos de detección y la intensidad de los trabajos realizados en otras épocas, lo ha tenido la minería de oro. En la parte N, al oeste de la localidad de Candín, existen unas antiguas labores sobre un dique de cuarzo en el que aparece oro en forma nativa y puntualmente como otros minerales. Las dimensiones reconocidas son reducidas, y la metalización de baja ley. La mayor actividad extractiva se realizó dentro del Terciario, para el beneficio de los depósitos de oro sedimentario que se encontraba en forma de placeres o, más normalmente, disperso en sedimentos arenoso-arcillosos. Un gran número de trabajos romanos sobre este tipo de yacimientos se localiza en la parte SW de la Hoja, en las proximidades de Paradaseca y Ribón, en donde se extraía el mineral a cielo abierto, habiéndose alcanzado un elevado movimiento de tierras. Labores de este tipo, pero de una envergadura mucho menor, existen dispersas por el resto de los depósitos terciarios. Actualmente se realizan esporádicamente trabajos de investigación sobre estos yacimientos, con vistas a su posible puesta en explotación dentro del permiso «León Oeste».

La minería de hierro se encuentra totalmente inactiva dentro de la Hoja. La zona de mayor interés es la localizada en el SW, en el Coto Minero «San José». La mineralización es estratiforme, situada en las silitas y pizarras del tránsito Pizarras de Luarca-Formación Agüeira; son capas de potencia muy variable, de unos centímetros a 6-7 metros, y con grandes discontinuidades laterales. La textura es oolítica, y la composición mineralógica es de magnetita fundamentalmente, a veces con indicios de sulfuros (calcopirita, pirrotina). La composición química es del orden del 45-55 por 100 Fe, 0,3 a 10 por 100 P y 6 a 12 por 100 SiO<sub>2</sub>. En líneas generales, por su posición estratigráfica y composición mineralógica y química, cabe correlacionar este yacimiento con el que constituye los Cotos Wagner y Vivaldi, situados al SE. Indicios de mineralizaciones de hierro se localizan por el resto de la Hoja en diferentes lugares, todos ellos en relación con las Pizarras de Luarca o la Formación Agüeira. Los trabajos realizados en estos puntos son más reducidos, habiéndose efectuado en algunos casos pequeñas explotaciones.

La explotación de la antracita en la cuenca estefaniense de Fabero es la única actividad extractiva actual. El productivo de esta cuenca consta de los paquetes Perdiz, Cazadoras, Internacionales, Rebollón, Jarrinas y Fabero, de muro a techo de la serie. El número de capas explotables oscila de 16 a 20, debido a que algunas de ellas sólo son beneficiables localmente, por tener en otros puntos potencias débiles o características del carbón que no justifican su extracción; las potencias varían de 0,30 m. a 1,40 m. en la capa más potente (Ancha del paquete Rebollón). Las pendientes son

suaves, no superiores generalmente al 30 por 100, y, salvo zonas en las que pueden existir trastornos debidos a fracturas, la continuidad de las capas es considerable, lo que permite la mecanización del arranque.

Las características medias de los carbonos producidos son las siguientes:

	%
Cenizas ... ..	25 -45
Volátiles ... ..	5,5- 7
Humedad ... ..	3 -10
Carbono fijo ... ..	93 -95
Azufre ... ..	0,8
Calorías ... ..	1.000

La producción total anual es superior al millón de toneladas, destinándose el 50 por 100 aproximadamente a térmicas y el resto a usos domésticos e industriales. Los trabajos de investigación son prácticamente inexistentes, por lo que se desconoce fehacientemente el potencial minero de la cuenca. Esto, tanto a nivel de cada empresa como del conjunto de todas ellas, impide una adecuada estructuración de la minería en la cuenca, así como una mecanización idónea en muchos casos.

### 7.3 ROCAS INDUSTRIALES

No existen explotaciones de interés industrial para el aprovechamiento de ningún tipo de materiales.

Existen dos canteras activas, una de tipo artesanal y la otra con una producción de 4 Tm/día, para producción de pizarras de techar, realizándose el arranque de las Pizarras de Luarca. En otros puntos existen pequeños frentes de explotación para pizarras destinadas a cubrir necesidades locales, por lo que su actividad es intermitente.

Existen asimismo frentes de arranque reducidos para la extracción de cuarcita, para áridos o construcción para ser usada en las inmediaciones de su emplazamiento, por lo que sus dimensiones son reducidas y su actividad esporádica y no industrial.

Se han explotado en algunos puntos niveles arcillosos miocénicos, para usos cerámicos, sin importancia industrial.



## 8 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. & VALLE DE LERSUNDI, J. del (1963).—«Estudio geológico de la zona de Ponferrada-Tremor de Abajo». *Brev. Geol. Ast.*, A. VII, núm. 1-4, pp. 3-26, Oviedo.
- AREITIO & LARRINAGA (1873).—«Materiales para la flora fósil española». *An. Soc. Hist. Nat.*, t. II, p. 379, Madrid.
- (1874).—«Enumeración de las plantas fósiles de España». *An. Soc. Hist. Nat.*, p. 225.
- ALVARADO, A. de (1952).—«Limites stratigraphiques du Carbonifere du NW de León». *C. R. 3.º Congres Carbonifere*, Heerlen, t. I, pp. 5-12.
- BALDWIN, C. T. (1975).—«The stratigraphy of the Cabos Series in the section between Cadavedo and Luarca. Province of Oviedo. NW Spain». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 1, pp. 1-16, Oviedo.
- (1977).—«The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain. In CRIMES & HERPER (Eds): Trace fossils 2». *Geol. J. Spec. Issue*, núm. 9, pp. 9-40. Liverpool.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Men. S. G. Nord*, t. 2, núm. 1, 630 pp. Lille.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J. A., & GALAN, J. (in litt.).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja núm. 75 (10-06), Naviego». *Ins. Geol. Min. España*. Madrid.
- BIROT, P., & SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Ibérique». *Mem. et Doc. centre Doc. Cart. Geogr.* (C. N. R. S.), núm. 4, pp. 7-61, París.
- CAPDEVILA, R; CORRETGE, L. G. & FLOOR, P. (1973).—«Les granitoides varisques de la Meseta Iberique». *Bull. Soc. Geol. France*, serie 7 (XV), pp. 209-228.
- CORRALES, I. (1971).—«La sedimentación durante el Estefaniense B-C en Cangas de Narcea, Rengos y Villablino (NW España)». *Trabajos de Geología*, núm. 3, pp. 69-73, Oviedo.
- CORRALES, I., & PELAEZ, J. R. (1968).—«La sedimentación marginal de la cuenca estefaniense de Villalbino (León)». *Brev. Geol. Ast.*, año X, números 1-4, pp. 33-54, Oviedo.
- CRIMES, T. P.; MARCOS, A. & PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«Upper Ordovician turbidites in western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations». *Palaeogeogr., Palaeoclimat. & Palaeoclim.*, vol. 15, pp. 169-184.
- CRUSAFONT, M. & WILLALTA, J. F. (1954).—«Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta Castellana». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo homenaje a HERNANDEZ PACHECO, pp. 215-227.

- DEBRENNE, F. & ZAMARREÑO, I. (1975).—«Sur la faune d'Archéocyathes de la oFrmation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des facies carbonates dans le NW de l'Espagne». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 2, pp. 17-27.
- EVERS, H. J. (1967).—«Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain». *Leidse Geol. Meded*, vol. 41, pp. 83-151.
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1915).—«Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo». *Bol. Inst. Geol. Esp.*, t. 36 (tomo XVI, 2.ª serie), pp. 277-303, Madrid.
- (1942).—«El sistema siluriano». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, Expl. nuevo mapa geol. Esp., t. 2 (I, II), 848 pp., Madrid.
- (1951).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja núm. 158, Ponferrada». *Inst. Geol. Minero Esp.*, Madrid.
- (1952).—«Maua geológico de España E. 1:50.000, Hoja núm. 159 (Bembibre)». *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- HOCQUARD, C. (1975).—«Etudle sedimentologique des formations rouges Miocenes du Nord-ouest de l'Espagne. Application a la prospection des placers auriferes associes». *Tesis doctoral*. Inédita. Universidad de Nancy.
- JOGMANS, W. J. (1951).—«Las floras carboníferas de España». *Est. Geol.*, VII, 14, pp. 281-370.
- MABESOOOME, J. M. (1959).—«Tertiary and quaternary sedimentation in a part of the Duero basin». *Leidse Geol. Med.*, 24, pp. 31-180.
- (1962).—«Tertiary and quaternary sedimentation in a part of the Duero basin». *Leidse Geol. Meded*, 26, pp. 93-114 y 233-254.
- MALLADA, L. (1896).—«Explicación del mapa geológico de España. Tomo II. Sistemas Cambriano y Siluriano». *Mem. Com. Mapa Geol. de Esp.*, t. 2, 515 pp., Madrid.
- MARCOS, A. (1970).—«Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico Superior en el Occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIV, núm. 2, pp. 13-20, Oviedo.
- (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo, n. 6, pp. 3-113, Oviedo.
- MONREAL, L. N. (1878).—«Datos geológicos acerca de la provincia de León». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. V, p. 201, Madrid.
- MATTE, Ph. (1968).—«Precisions sur le Precambrien superieur schisto-greus de l'Ouest des Asturies Comparaison avec les autres affleurements, precambriens du Nord-Ouest de l'Espagne». *Rev. Geog. Fis. et Geol. Dynam.* (2), vol. X, fase 3, pp. 205-211, Paris.
- MUTTI, E. (1977).—«Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain)». *Sedimentoolgy*, vol. 24, pp. 107-131.

- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1975).—«Turbidite facies and Facies associations. In: examples of Turbidite Facies and Facies Associations from selected formations of the Northern Apennines [by E. Mutti, G. C. Parea, F. Ricci Lucchi, M. Sagri, G. Zanzucchi, G. Ghibando and S. Jaccarino]». pp. 21-36. *IX Int. Congr. Sedim. Nice 75*, Field Trip. A 11.
- PARGA-PONDAL, I. (1967).—«Carte Geologique du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique (Hercynien et ante-hercynien)». *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«La sucesión ordovícica en el Dominio del alto Sil (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España)». *Breviora Geol. Ast.*, año XVIII, núm. 4.
- (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Asturoccidental-leonesa (W de León) (NW de España)». *Tesis Univ. de Oviedo*.
- PEREZ-GARCIA, L. C. (1977).—«Los sedimentos auríferos del NO de la cuenca del Duero (Provincia de León, España) y su prospección». *Tesis doctoral*. Inédito. Universidad de Oviedo.
- PRADO, C. de (1862).—«Breve reseña geológica de la provincia de Avila y la de la parte occidental de la de León», 14 pp. (Imprenta nacional), Madrid.
- PULGAR, J. A.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ-ESTAUN, A.; GALAN, J. & VARGAS, I. (in litt.).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja núm. 100 (10-07), Degaña». *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- SDZUY, K. (1968).—«Bioestratigrafía de la griotte Cámbrica de los Barrios de Luna (León) y otras sucesiones comparables». *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo, núm. 2, pp. 45-58.
- SLUITER, W. J. & PANNAKOEK, A. J. (1964).—«El Bierzo. Etude sedimentologique et geomorphologique d'un bassin intramontagnense dans el NW de l'Espagne». *Leid. Geol. Med.*, 30, pp. 111-182.
- SUAREZ, O. (1976).—«Petrogénesis del granito de Campo de Agua (Zona Asturoccidental-leonesa, España)». *Estudios geol.*, 32, pp. 425-432.
- VEGA ROLLAN, C. de la (1964).—«Contribución al estudio de la flora carbonífera del occidente de Asturias». *Brev. Geol. Ast.*, a. VIII, N. 1-4, pp. 38-52, Oviedo.
- (1968).—«Flora de las series molásicas estefanienses del occidente de Asturias». *Acta Geol. Hisp.*, t. III, núm. 1, pp. 7-14, Barcelona.
- VIDAL BOX (1941).—«Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *Bol. Real Soc. Esp. de Historia Natural*, t. 39, pp. 121-153.
- WAGNER, R. H. (1966).—«Sur l'existence, dans la cordillere Cantabrique de séries de passage entre Wetphalien et Stephanien: la limite infereure de ces formations 'Cantabriennes'». *C. R. Acad. Sc. Paris, serie D*), tomo 262, pp. 1337-1340, París.
- (1970).—«An Outline of the Carboniferous Stratigraphy of Northwest

- Spain». *Colloque sur la stratigraphie du carbonifere*, volume 55, pp. 429-463. Université de Leège. Liège.
- WALTER, R. (1968).—«Die Geologie in der Nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spannien)». *Gestek. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70, Stuttgart.
- ZAMARREÑO, I.; BELLAMY, J.; HERMOSA, J. L. & JULIVERT, M. (1975).—«Litofacies del Nivel Carbonatado del Cámbrico en la región de Ponferrada (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48.
- ZAMARREÑO, I. & PEREJON (1976).—«El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España); tipos de facies y faunas de Arqueociatos». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA