



IGME

158

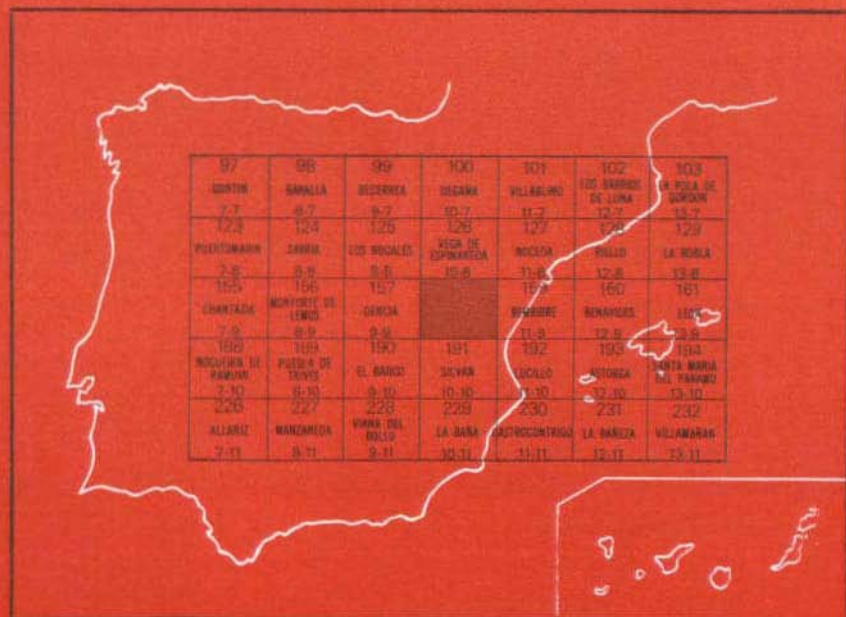
10-09

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PONFERRADA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

PONFERRADA

Segunda serie - Primera edición

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

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía y Memoria*: J. L. Guzmán del Pino y Félix Velando Muñoz, Lcdo. en Ciencias Geológicas; A. Pérez Estaun, Dr. en Ciencias Geológicas; L. R. Rodríguez Fernández, Lcdo. en Ciencias Geológicas.
En *Petrografía*: F. J. Martínez, Dr. en Ciencias Geológicas.
En *Sedimentología*: I. Zamarreño, Dr. en Ciencias Geológicas.
Supervisión del IGME: L. R. Rodríguez Fernández, Lcdo. en Ciencias Geológicas.

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 - 1710 - 1982

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

1 INTRODUCCION

La Hoja de Ponferrada se sitúa en la parte occidental de la provincia de León, en la comarca del Bierzo. La red fluvial de esta Hoja está formada fundamentalmente por el río Sil y sus dos afluentes importantes, el Cua y el Burbia. Morfológicamente, presenta una depresión central amplia y plana rodeada de cadenas montañosas por el N, S y W. En cuanto a las rocas que forman la presente Hoja, dejando aparte las rocas ígneas, se pueden distinguir cuatro grupos separados por discordancias o discontinuidades. Estos grupos corresponden al Precámbrico, Paleozoico Inferior, Terciario y Cuaternario. Los materiales pertenecientes al Precámbrico ocupan una pequeña área en la parte occidental de la Hoja. El Paleozoico Inferior, por su parte, está representado por materiales que caracterizan desde el Cámbrico Inferior al Devónico Medio. Los materiales terciarios ocupan una gran área y forman la depresión media del Bierzo; sus afloramientos están en gran parte tapados por los depósitos aluviales del río Sil que forman el cuarto grupo de materiales presentes en la Hoja. En cuanto a las rocas ígneas se refiere, únicamente cabe destacar el granito de Ponferrada que aflora en la parte oriental de la Hoja.

Desde el punto de vista de la situación de la Hoja de Ponferrada dentro del contexto geológico regional hay que señalar que en cuanto a las rocas paleozoicas forma parte de la Zona Asturoccidental-leonesa que es una de las unidades en que ha sido dividido el macizo hespérico del NW de la Península (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1972). Por lo que al Neógeno se refiere,

esta región forma parte de una cuenca intramontañosa individualizada, al menos en parte, de la cuenca de la Meseta Castellana.

Varias deformaciones han sido registradas por las rocas presentes en la Hoja. La etapa más importante de deformación corresponde a la orogénesis hercínica que afecta a los materiales precámbricos y paleozoicos y va acompañada de un metamorfismo y magmatismo. Posteriormente, durante el Neógeno se registra una tectónica de fallas que favorece la formación de la actual depresión del Bierzo.

Existen numerosas publicaciones que directa o indirectamente hacen referencia a esta región, aunque la mayoría de ellas se refieren a los depósitos terciarios y a la geomorfología de la Hoja. Entre estos trabajos cabe destacar las aportaciones realizadas por BOX (1941), HERNANDEZ SAMPELAYO (1943; 1951), HERNANDEZ PACHECO (1949) y SLUITER & PANNEKOEK (1964). En cuanto a las rocas paleozoicas y a sus estructuras, las citas antiguas son muy escasas (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1951) y únicamente hasta tiempos recientes no se obtienen abundantes referencias (NOLLAU, 1966; MATTE, 1968; PEREZ ESTAUN, 1974, 1975).

2 ESTRATIGRAFIA

Los materiales más antiguos de la Hoja corresponden con gran posibilidad al Precámbrico y sobre ellos se sitúa una sucesión Paleozoica. La sucesión estratigráfica del Paleozoico es distinta al N y al S de la Hoja correspondiendo a distintos dominios paleogeográficos; la sucesión de la parte Norte pertenece al Dominio del Navia y Alto Sil mientras que la de la parte S pertenece al Dominio del manto de Mondoñedo-Peñalba (MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1975). Así, mientras al N se hallan materiales correspondientes al Ordovícico Medio y Superior, en el S están prácticamente ausentes. Las formaciones cartografiadas en la presente Hoja son:

- La Formación Cándana-Herrería (Cámbrico Inferior)
- La Caliza de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio)
- La Serie de los Cabos (Cámbrico Medio-Ordov. Inf.)
- Las Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio)
- La Formación Agüeira (Ordovícico Medio-Superior)
- La Cuarcita de Vega (Ordovícico Superior)
- La Caliza de la Aquiana (Ordovícico Superior)
- Las pizarras y ampolitas silúricas (S)
- Las calizas y pizarras devónicas (D)

Por encima de los materiales paleozoicos y discordantemente, existe una sucesión neógena en la que pueden distinguirse varias partes.

Los depósitos más modernos y que ocupan una gran extensión corresponden principalmente a depósitos aluviales.

2.1 EL PRECAMBRICO (PC)

Las rocas consideradas como precámbricas en la presente Hoja están representadas por un pequeño afloramiento localizado en los alrededores del punto kilométrico 9,8 de la carretera de Corullón a Sobrado, en la terminación peridinal de Toral de los Vados. Estos materiales están constituidos por una serie predominantemente pelítica con algunas intercalaciones de grauvacas de poco espesor. Podrían ser consideradas por sus características como equivalentes a las Pizarras del Narcea (LOTZE, 1956; SITTER, 1961; PEREZ ESTAUN, 1975). En el contacto con las rocas claramente pertenecientes a la parte inferior de la Formación Cándana-Herrería, cuya edad es Cámbrico inferior, aun cuando no es visible una angularidad entre la estratificación de los materiales de una y otra edad (probablemente debido a la deformación) se observa una zona de rubefacción y meteorización en las rocas precámbricas. Este hecho junto con la existencia de un conglomerado de poco espesor en este contacto y las notables diferencias litológicas a ambos lados del mismo, parecen evidencias de una falta de continuidad entre estas dos secuencias. Por ello se han considerado precámbricas a las rocas situadas por debajo del contacto (PEREZ ESTAUN, 1975).

2.2 LA SUCESION ESTRATIGRAFICA DEL PALEOZOICO

2.2.1 LA FORMACION CANDANA-HERRERIA (CA₁, CA_{1q}, CA_{1c})

Esta formación ocupa una extensa área en la parte centro-occidental y sur de la Hoja formando la terminación periclinal del anticlinal de Toral de los Vados (prolongación lateral del núcleo del pliegue acostado de Mondoñedo) (fig. 1). Los mejores afloramientos de la formación se sitúan en la carretera de Corullón a Sobrado donde pueden obtenerse las sucesiones completas en los dos flancos del anticlinal y se pueden constatar la existencia de algunas variaciones debidas a cambios laterales de facies.

En general, se trata de una sucesión de unos 700-800 m. de espesor constituida fundamentalmente por pizarras y areniscas que en su parte inferior presentan algunos niveles carbonatados. Pueden llegar a distinguirse varios miembros cuya separación es a veces difícil debido a la existencia de cambios laterales de facies. La parte basal de la sucesión comienza por 100-150 m. de areniscas feldespáticas en capas de 20 a 50 cm. de espesor entre las que se hallan intercaladas pizarras y algunos niveles de microconglomerados. Este miembro es el que contiene el mayor porcentaje de areniscas de toda la formación. En la base del mismo y en contacto con las rocas consideradas precámbricas existe un conglomerado de 30 a 50 cm.

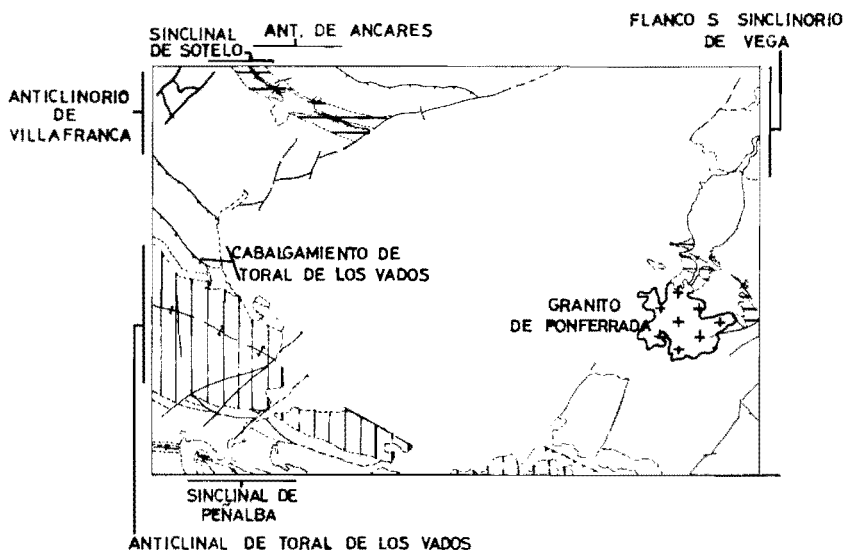


Figura 1.—Mapa índice, mostrando la situación de las estructuras mencionadas en el texto.

de espesor con cantos de cuarzo principalmente que no llegan a superar los 4 cm. de diámetro.

Por encima del tramo basal y después de 50 m. de pizarras negras, sigue un tramo carbonatado de 100 a 120 m. de potencia (CA_{1c}) que debido a cambios laterales presenta distintos aspectos en un flanco y otro del anticlinal de Toral de los Vados y aun dentro del mismo flanco. Puede presentarse como un nivel calcáreo masivo (aspecto más frecuente en el flanco meridional del anticlinal) o bien como alternancias de pizarras y calcoesquistos entre dos o tres niveles calcáreos que a veces presentan aspecto seudonoduloso (aspecto más frecuente en el flanco septentrional). Normalmente se trata de calizas con estratificación tabular, presentando laminaciones finas y alternancias de niveles dolomíticos. La gran recristalización sufrida por estas rocas impide observar las estructuras sedimentarias originales.

El resto de la sucesión está formado por pizarras con laminaciones arenosas y a veces bancos delgados de areniscas. Dentro de este miembro y hacia la parte superior aparecen algunos niveles de pizarras negras de tipo ampelítico de poco espesor. Igualmente, próximos a estos niveles, existen unas areniscas y conglomerados de espesor variable entre 5 y 40 m. (CA_{1q}).

en bancos de hasta 1 m., que presentan grandes paleocanales. Los conglomerados poseen cantos de cuarzo, esquistos y calizas que pueden llegar a ser de grandes dimensiones (Conglomerado de Peñalba; PEREZ ESTAUN, 1975).

La transición entre la Formación Cándana-Herrería y la Caliza de Vegadeo, situada inmediatamente sobre ella, es gradual, estando constituida por una alternancia de pizarras, calcoesquistos y calizas.

Por lo que se refiere a la edad de la Formación Cándana-Herrería, ha sido citada la presencia de Trilobites en los niveles culminantes de la formación (SDZUY, in LOTZE & SDZUY, 1961; SDZUY, 1971), de icnofósiles en toda ella (CRIMES et al., 1977) y de Arqueociatos en los niveles de tránsito a las Calizas de Vegadeo (MATTE, 1968; ZAMARREÑO et al., 1975; DEBRENNE & ZAMARREÑO, 1975). Todos estos datos paleontológicos indican una edad Cámbrico inferior para esta formación.

2.2.2 LA CALIZA DE VEGADEO

La Caliza de Vegadeo aflora en la parte suroccidental del mapa. Se presenta en bancos por lo general poco espesos y con una recrystalización muy notable debida al metamorfismo regional. Su espesor puede estimarse en unos 200-250 m. ZAMARREÑO et al. (1975) y DEBRENNE & ZAMARREÑO (1975), han realizado un detallado estudio sobre las litofacies y edad de la Formación Vegadeo en el corte del Sufreiral, situado unos Km. al SW de Toral de los Vados. Estos autores han podido establecer la existencia de tres miembros, uno inferior calcáreo-dolomítico con laminaciones (a menudo organógenas) y un miembro superior con calizas constituidas por restos de organismos (Trilobites, Equinodermos, etc.).

El miembro inferior, con una potencia de unos 50 m., está formado por calcoesquistos, calizas negras y blancas y pizarras verdes intercaladas. El miembro medio consta de 70 m. de dolomías compactas, en bancos potentes. En general se trata de dolomías epigenéticas. Este nivel incluye dolomías arcillosas tableadas y pizarras dolomíticas. En estos dos miembros se observan dos tipos de microfacies: calizas de Arqueociatos y calizas o dolomías con mallas de algas. Estas dos microfacies sugieren dos condiciones diferentes del medio sedimentario, representando la primera una zona sublitoral y la segunda un medio de llanura de mareas (tidal flat).

El miembro superior de la formación, de potencia reducida (3 a 15 m.), consta de unas calizas con equinodermos en la base a las que sigue un nivel de calizas con abundantes intercalaciones de pizarras y hacia el techo existe una asociación de pizarras, rocas síliceas y rocas carbonatadas que culminan con un nivel de cineritas verdes de grano fino. Dentro de este miembro y según los autores antes citados, se observan dos tipos de microfacies: biomicritas muy recrystalizadas con abundantes restos de Equi-

nodermos y en menor proporción de fragmentos de Trilobites y biomicritas apenas recrystalizadas.

Los Arqueociatos encontrados en la parte basal de la formación (DE-BRENNE & ZAMARREÑO, 1975) corresponden al Cámbrico inferior. Respecto a la edad del techo, los únicos datos existentes proceden de otras áreas y se refieren a Trilobites localizados en la parte baja de la Serie de los Cabos (LOTZE & SDZUY, 1961) que corresponden al Cámbrico Medio. ZAMARREÑO et al. (1975) por comparación del miembro superior de la formación con el miembro alto de la Caliza de Láncara de la zona Cantábrica (ZAMARREÑO, 1972), le atribuyen una edad Cámbrico Medio. De esta forma, la Formación Vegadeo comprendería parte del Cámbrico Inferior y la parte baja del Cámbrico Medio.

2.2.3 LA SERIE DE LOS CABOS (CA₂-O₁, O_{1q})

Por encima de la Caliza de Vegadeo se sitúa una potente sucesión detrítica que desde LOTZE (1958) se denomina Serie de los Cabos. Está fundamentalmente formada por areniscas y pizarras y ocupa una gran parte de los afloramientos paleozoicos de la Hoja. Presenta diferencias litológicas y de espesor muy acusadas entre los afloramientos situados al N y al S del cabalgamiento de Toral de los Vados (fig. 1). En la parte N, la Serie de los Cabos está constituida por una sucesión de areniscas, cuarcitas y pizarras alternantes que culmina con una cuarcita de poco espesor (50 a 100 m.; O_{1q}). Debido a accidentes tectónicas no existe una sucesión completa, siendo el espesor máximo observable de unos 2.300 m.

En la parte SW de la Hoja, esta formación es predominantemente pizarrosa. El porcentaje de pizarras es mucho más elevado que el de areniscas. En cuanto a sus características, son pizarras satinadas negras o grises contrastando con el color verdoso de las situadas al N de la Hoja. El espesor, en esta región, apenas llega a los 1.000 m. En el techo presenta también unos niveles de cuarcitas de poco espesor que a veces resultan difíciles de seguir cartográficamente.

En general, puede afirmarse que existe una disminución en el espesor de la formación y también en el tamaño de grano de los constituyentes de las rocas, de N a S de la presente Hoja.

No se ha realizado un estudio sedimentológico detallado de esta formación, sin embargo, a partir de las estructuras orgánicas e inorgánicas observadas, parece aplicable el modelo propuesto por BALDWIN (1975) para esta formación en el corte realizado entre Luarca y Cadavedo (Costa Cantábrica). Según este modelo, la Serie de los Cabos presenta una variedad de facies que van desde intermareales hasta lagunares, barras de arena y otros medios poco profundos. En efecto, la presencia de estructuras orgánicas, sobre todo

pistas de Trilobites tales como Cruziana, e inorgánicas, como estratificaciones paralelas, flaser, etc., así lo indican.

Dada la inexistencia de datos paleontológicos, la edad de la Serie de los Cabos debe establecerse en base a las diferentes especies de icnofósiles que presenta. Dentro de la Hoja han sido encontrados diferentes tipos de Cruziana. Así, al N, entre el Km. 2 y 3 de la carretera Villafranca del Bierzo a Paradaseca, se ha localizado la presencia de *Cruziana semiplicata* SALTER, según la clasificación realizada por T. P. CRIMES (Universidad de Liverpool). En la parte SW de la Hoja, al S de San Esteban de Valdueza se han encontrado varios ejemplares de *C. rugosa* y *C. furcifera* D'ORBIGNY. Teniendo en cuenta los datos paleontológicos procedentes de otras áreas, tales como los Trilobites hallados en la parte baja de la formación (SDZUY, 1968), puede concluirse que la edad de la Serie de los Cabos comprende a parte del Cámbrico Medio, al Cámbrico Superior (presencia de *C. semiplicata*) y al Ordovícico Inferior (existencia de Cruzianas del grupo *rugosa*). Esta edad es la generalmente admitida en la parte oriental de la zona Asturoccidental-leonesa (MARCOS, 1973; BALDWIN, 1975; PEREZ ESTAUN, 1975).

2.2.4 LAS PIZARRAS DE LUARCA (O₂)

Por encima de la Serie de los Cabos se sitúa una sucesión de pizarras negras ricas en piritita, conocidas desde antiguo como Pizarras de Luarca (BARROIS, 1882). En la base de estas pizarras existen alternancias de pizarras y areniscas («Serie de transición») constituyendo un tránsito gradual desde la Serie de los Cabos; el espesor de estos niveles no es superior a los 20-30 m. El espesor de las pizarras varía de N a S de la Hoja. Así, en los afloramientos del corte del río Sil en el flanco S del sinclinal de Vega, el espesor de esta formación es próximo a los 1.000 m., en el sinclinal de Sotelo apenas llega a los 200-250 m. y en el sinclinal de Peñalba (ángulo SW de la Hoja) no existen prácticamente estos materiales o están muy reducidos.

A lo largo del sinclinal de Sotelo se han encontrado niveles ferruginosos oolíticos que en algunos casos son o han sido explotados (Cotos Wagner y Vivaldi).

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

Los datos paleontológicos existentes hasta el presente en las Pizarras de Luarca, sitúan el límite inferior de edad en el Llanvirn. Así lo prueban un gran número de yacimientos hallados en la zona Asturoccidental-leonesa con Graptolites (*Didymograptus*) y Trilobites (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1915; ALMELA & VALLE DE LERSUNDI, 1963; WALTER, 1968; MARCOS, 1973; VELANDO & MARTINEZ DIAZ, 1973; PEREZ ESTAUN, 1974). La edad del techo

de la formación es menos precisa, ya que no existen yacimientos fosilíferos. No obstante, la continuidad estratigráfica con la Formación Agüeira, de edad Caradoc, permite admitir que el techo puede ser al menos Llandeilo.

2.2.5 LA FORMACION AGUEIRA (O₂₋₃, O_{2-3s})

La formación Agüeira está constituida por una sucesión arenoso-pelítica en la que pueden distinguirse varios episodios que presentan las características de una secuencia turbidítica. La existencia de niveles detríticos por encima de las Pizarras de Luarca fue señalada con anterioridad por NOLLAU (1966) y MATTE (1968), y más recientemente por MARCOS (1970) y CRIMES et al. (1974), señalando ya su carácter turbidítico.

Al igual que sucede con las Pizarras de Luarca, esta formación presenta diferencias de N a S de la Hoja de Ponferrada y mucho más concretamente entre la parte situada al N del cabalgamiento de Toral de los Vados y la situada al S del mismo. El afloramiento más septentrional de la formación se sitúa en el ángulo NE de la Hoja, flanco S del sinclinal de Vega de Espinareda, donde puede obtenerse un corte completo con un espesor de unos 1.100 m. (carretera de Congosto a Santa Marina). Más al S, aflora en el núcleo del sinclinal de Sotelo mostrando una sucesión completa en el flanco N e incompleta en el S debido a la existencia de un cabalgamiento. En esta estructura el espesor máximo de la formación es de 150 a 200 m. Por último, al S del cabalgamiento de Toral de los Vados, esta formación no está representada.

En el corte que presenta la Formación Agüeira en la carretera de Congosto a Santa Marina (fig. 2), el tránsito desde las Pizarras de Luarca se realiza de un modo gradual. Los 650 m. basales de la formación están constituidos por pizarras con finas laminaciones arenosas alternando con pizarras negras similares a las de la formación inferior. Las capas de areniscas muestran laminación entrecruzada (tipo «ripple drift») y en sus muros son frecuentes las marcas de corriente del tipo «groove». Estos tramos basales podrían definirse como turbiditas de tipo C de CRIMES (1970). Por encima de este tramo se superponen sin tránsito gradual 250 m. de areniscas en bancos muy gruesos (con frecuencia mayores de 1 m.) con granoclasificación y laminación paralela. Las divisiones pelíticas son prácticamente inexistentes o están poco desarrolladas. El análisis de estas capas puede verse en la figura 2, y pueden clasificarse como una turbidita proximal (WALKER, 1967) o de tipo B (CRIMES op. cit.). El resto de la sucesión formada por areniscas y pizarras, constituye una transición hacia turbiditas más distales. En esta parte superior las capas de areniscas presentan estratificación entrecruzada, «convolute lamination» y numerosos «slumps».

En el sinclinal de Sotelo, donde la Formación Agüeira es muy poco espesa, no se ha podido obtener una buena sucesión para su estudio. No obstante,

las estructuras sedimentarias observadas parecen indicar igualmente un carácter turbidítico.

De acuerdo con los datos existentes, muy escasos (MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1974), puede considerarse que esta formación corresponde al Ordovícico Superior (Caradoc) y es muy posible que la base de la misma corresponda al Ordovícico Medio (Llandeilo).

Como ya ha sido indicado, en el sinclinal de Peñalba (ángulo SW de la Hoja), no existen materiales de esta edad o características. Así, sobre la Serie de los Cabos se sitúa la Caliza de la Aquiana. La ausencia de materiales correspondientes al Ordovícico Superior y muy escasa representación del medio, es general en el Dominio del Manto de Mondoñedo-Peñalba dentro del cual debe considerarse la parte S de la Hoja de Ponferrada.

2.2.6 LAS CUARCITAS DE VEGA (O_{3q})

La Formación Agüeira culmina con un horizonte de cuarcitas blancas de 20 a 70 m. de espesor. Este nivel presenta una distribución similar a la de aquella formación, estando presente en el flanco S del sinclinal de Vega y en el sinclinal de Sotelo. Estas cuarcitas han sido denominadas con anterioridad Cuarcitas Superiores (ALMELA & VALLE DE LERSUNDI, 1963) y Cuarcitas de Vega de Espinareda (MATTE, 1968). Presentan estratificación cruzada, paralela y numerosos ripples. El tránsito con la Formación Agüeira es gradual, mientras que el contacto superior con las ampelitas silúricas es muy neto. Tanto en el corte de Congosto a Santa Marina como en las proximidades de Bárcena del Río (corte del sinclinal de Sotelo en el embalse de Bárcena) pueden observarse estos límites con gran precisión. Dada la ausencia de fósiles, ha sido considerada con anterioridad como silúrica. Aquí, se le ha atribuido una edad Ordovícico Superior por la continuidad que existe con la Formación Agüeira.

2.2.7 LA CALIZA DE LA AQUIANA (O_{3c})

Esta formación se localiza únicamente en el ángulo SW de la Hoja (sinclinal de Peñalba). Está formada por calizas masivas con restos frecuentes de briozoarios y equinodermos (crinoideos sobre todo), sin que se hayan encontrado hasta el momento fósiles clasificables. Dada la gran recristalización metamórfica que presentan estos materiales, resulta muy difícil reconocer los caracteres sedimentarios. Su potencia puede estimarse en 10 a 15 m. La Caliza de la Aquiana se apoya sobre las Pizarras de Luarca y en esta Hoja llega a situarse sobre la Serie de los Cabos.

La edad de la formación resulta muy problemática. Ha sido atribuida al Asghill por la similitud que presenta con otra formación de esta edad existente en la Cordillera Ibérica (MATTE, 1968). Dentro de la zona Asturocci-

dental-leonesa no es posible correlaciones con otros niveles dada la ausencia de materiales de este tipo y con la misma posición.

2.2.8 LAS PIZARRAS Y AMPELITAS SILURICAS (S^{A-B})

Los afloramientos de estas rocas se sitúan en el sinclinorio de Vega (ángulo NE de la Hoja), en el núcleo del sinclinal de Sotelo y en el de Peñalba. En las dos primeras estructuras, las pizarras y ampelitas silúricas se apoyan sobre la Cuarcita de Vega, mientras que en el sinclinal de Peñalba lo hace sobre la Caliza de la Aquiana.

En el extremo NE de la Hoja de Ponferrada la sucesión comienza por ampelitas, en las que existen algunos nódulos y numerosos Graptolites, y sigue con ampelitas y niveles delgados de cuarcitas en alternancia rítmica. En el sinclinal de Sotelo sólo se observan ampelitas. En el sinclinal de Peñalba la sucesión está formada por ampelitas, pizarras con cloritoide y algunas capas de areniscas. En este sinclinal existe una sucesión completa de estos niveles ya que en el techo aparecen calizas devónicas siendo el espesor total de 250 a 300 m.

Por lo que respecta a la edad silúrica de estos materiales, han sido citados numerosos yacimientos fosilíferos conteniendo Graptolites y Trilobites en las proximidades de la Hoja de Ponferrada (ALMELA & VALLE DE LERSUNDI, 1963; NOLLAU, 1968; MATTE, 1968; PEREZ ESTAUN, 1975). Las faunas indican edades comprendidas entre el Llandovery Inferior y el Ludlow.

2.2.9 EL DEVONICO (D₁-D₁₂₋₁₃)

Los materiales devónicos aparecen exclusivamente en el núcleo del sinclinal de Peñalba. Se trata de calizas tableadas, lumaquéllicas, y margas que hacia la base presentan abundantes intercalaciones pizarrosas. Las pizarras que alternan con estas calizas presentan en algunos puntos cloritoide y en otros tienen aspecto ampelítico. El mejor afloramiento de estos materiales puede obtenerse en el corte de la nueva carretera de Ponferrada a Orense donde parece existir un tránsito gradual entre los materiales silúricos y devónicos.

La presencia de materiales devónicos en la zona Asturoccidental-leonesa fue establecida por vez primera por HERNANDEZ SAMPELAYO (1942), al encontrar Braquiópodos en unas calizas cerca de Portela de Aguiar, que atribuyó al Devónico. Sin embargo, fueron DROTT & MATTE (1967) los que realmente establecieron la naturaleza y distribución de los mismos, y precisaron su edad. Estos autores les asignan una edad Devónico Inferior. Con posterioridad se han citado otras especies de esta edad y más concretamente atribuibles al límite Siegeniense-Emsiense (PEREZ ESTAUN, 1975).

NEOGENO (Tc_1^{Bb-Bc} , $Tcgs_1^{Bb-Bc}$, T_1^{Bb-Bc} , T_2^B-Q)

MIOCENO

Los constituyen un conjunto de materiales continentales, depositados en abanicos aluviales entrelazados y cuya litología está íntimamente relacionada con la del área madre. Las condiciones de afloramiento están fuertemente influenciadas por la tectónica.

En la zona NE de la Hoja, la litología está representada por micritas arcillosas con limo y arena en parte dolomitizadas (Tc_1^{Bb-Bc}) en bancos de 20 cm. a 1 m. y localmente con aspecto pseudobrechoide, todo ello alternando con limos arcillosos de colores asalmonado-amarillentos y lentejones arenosos de 50 cm. con una potencia de 20-25 m. Representan partes distales del abanico aluvial, depositándose los niveles calcáreos en charcos por evaporación en episodios de clima más árido. Hacia el W, se pasa a una formación constituida por sedimentos arenosos (sublitarenitas con cemento carbonatado y ferruginoso) en los que se encuentran dispersos algunos cantos de pizarras y areniscas y bancos de argilolitas rojas estratificados en capas de 10 cm. a 2 m, siendo poco visible esta en los materiales más finos. Son también frecuentes lentejones arenosos con laminación paralela y cruzada. Hacia el techo, junto con tramos arenosos se encuentran niveles margo-arenosos ricos en materia orgánica y con huellas de barrow. Puede estimarse una potencia de 80-85 m. Representan facies más o menos distales dentro del abanico aluvial, cuya litología está fuertemente condicionada por la de los relieves paleozoicos que la circundan (Formación Agüira y Pizarras de Luarca).

Los depósitos miocenos del NW, W y S de la Hoja representan facies más proximales dentro del abanico aluvial, están constituidos por conglomerados y limos arenosos, la naturaleza de los cantos está íntimamente relacionada con la del área fuente, así, en la parte septentrional, son muy abundantes los cantos cuarcíticos procedentes de la Serie de los Cabos, hacia el centro de la Hoja aumenta la proporción de cantos de pizarras bien redondeadas, etc.; los granos de cuarzo y cantos cuarcíticos tienen un índice de redondeamiento bajo, de subanguloso a subredondeado. En varios puntos se constata la reactivación de los abanicos aluviales, con depósitos gruesos y en discordancia sobre partes distales del abanico primitivo. También es necesario señalar la presencia de algunos canales con depósito de cantos.

La edad de todos los sedimentos citados es incierta, por la carencia que existe de fósiles para su determinación, por comparación con depósitos más o menos semejantes de la Cuenca del Duero, se atribuye al Mioceno.

PLIOCENO-CUATERNARIO (T_{cz}^B -Q)

Está caracterizado por la formación de rañas y materiales detríticos groseros, ampliamente extendidos en la cuenca.

Se disponen discordantemente sobre las formaciones anteriores.

Litológicamente están compuestos por conglomerados [cuyos bloques y cantos tienen generalmente mayor tamaño que en los del Mioceno] y arenas y limos de colores rojizos y amarillentos. Alcanzan una potencia de 30 metros.

2.4 CUATERNARIO

Se encuentra ampliamente representado en la Hoja, recubriendo los depósitos miocenos y en menor extensión el zócalo paleozoico.

Se han distinguido dos conjuntos principales de depósitos en función de su origen y de su relación o no con el sistema fluvial actual. Un primer conjunto lo constituyen restos de sedimentos depositados en superficies altas, con una cierta pendiente y que denominamos glacis de acumulación; el segundo conjunto está representado por las terrazas fluviales directamente relacionadas con la red fluvial actual. También se han diferenciado depósitos de ladera [OL], que a veces, constituyen removilizaciones de la «raña» pliocuaternaria.

2.4.1 GLACIS DE ACUMULACION [QC₁ a QC₅]

Constituyen un conjunto de sedimentos de cantos de cuarcita con matriz arcillosa depositados en superficies con pendientes del 3-4 por 100 a diferentes alturas. Dado que este estudio se encuadra en un marco limitado, no se puede hacer una correlación efectiva de estos depósitos a escala de toda la cuenca del Bierzo, por lo que hemos distinguido diversos niveles a escala de la Hoja que trataremos de asimilar a los descritos por otros autores en el área.

Los depósitos más altos [QC₁ y QC₂] presentan una litología de cantos de cuarcitas con matriz arcillosa roja y están depositados directamente sobre el paleozoico o sobre el plio-cuaternario a una altura de 720 y 700 m. respectivamente. Posiblemente se pueden correlacionar estos depósitos con la superficie de Riego de Ambrós, basto glacis denudado que se extiende por el SE de la cuenca del Bierzo fuera ya de la Hoja, con una altura de 800 a 1.000 m. y con inclinación hacia el centro de la cuenca.

Los niveles QC₃ y QC₄ corresponden a depósitos con una mayor extensión dentro de la Hoja y que se prolongan hacia el E, en la Hoja de Bemibre, con análogo desarrollo. La litología es similar a la de los anteriores y la pendiente es del orden del 3 por 100 hacia el W-SW, oscilando su cota

entre 660 y 600 m. para QC₃ y 600 a 540 para QC₄; en este último nivel, se pueden apreciar evoluciones de glacis a terraza fluvial con disminución gradual de pendiente.

Los depósitos QC₅ representan conos aluviales de poca pendiente, similares a los anteriores, aunque con una red fluvial de menor energía y con cauces más estabilizados; lateralmente estos depósitos se relacionan con la terraza más alta (QT₁) de la red actual.

Todos estos depósitos hacen pensar en un medio fluvial con una red dendrítica poco estabilizada, con cauces intermitentes y variables y con energía moderadamente alta, aunque gradualmente se va observando una mayor adaptación a una red estabilizada como la actual.

2.4.2 TERRAZAS (QT₁ a QT₄)

Con la instalación de la red fluvial actual se desarrolla un sistema de terrazas que podemos considerar único para todos los ríos de la Hoja.

La terraza más alta (QT₁) adquiere un gran desarrollo en toda la cuenca del bajo Bierzo. La altura relativa sobre el cauce actual disminuye de 20 a 10 m. hacia la confluencia de los ríos Cúa y Sil. Presenta una litología típicamente fluvial con canales de gravas indentados en arcillas y limos y desarrollo de suelos rojos.

La terraza QT₂ tiene una altura de 6-7 m. sobre el cauce actual. Los depósitos son de gravas grises con una potencia de 3 a 7 m. Según SLUITER y PANNEKOEK (1964), el índice de desgaste de los cantos se sitúa entre 150 y 200 mm., con máximos secundarios muy elevados; esto podría indicar un depósito fluvial con aportaciones fluvio-torrenciales estacionales.

Los niveles QT₃ y QT₄ corresponden a la llanura aluvial de inundación sobre la que se encaja el cauce (QAI) de 1 a 1,5 m.

3 TECTONICA

Las estructuras y discordancias presentes en la Hoja, evidencian la existencia de varios episodios de deformación. Han podido ser distinguidas dos etapas mayores de deformación producidas durante la orogénesis hercínica y con posterioridad al depósito de los materiales terciarios respectivamente. La deformación producida durante la orogénesis hercínica ha tenido lugar en varias fases y va acompañada de un metamorfismo regional de bajo grado y de un plutonismo. Por otra parte, los materiales terciarios, discordantes sobre los paleozoicos, también han sido deformados por una red de fracturas que favorece el hundimiento de la cuenca del Bierzo.

3.1 LAS GRANDES ESTRUCTURAS ORIGINADAS DURANTE LA OROGENESIS HERCINICA

En el transcurso de la orogénesis hercínica se formaron una serie de estructuras superpuestas de dirección general WNW-ESE. En el mapa y los

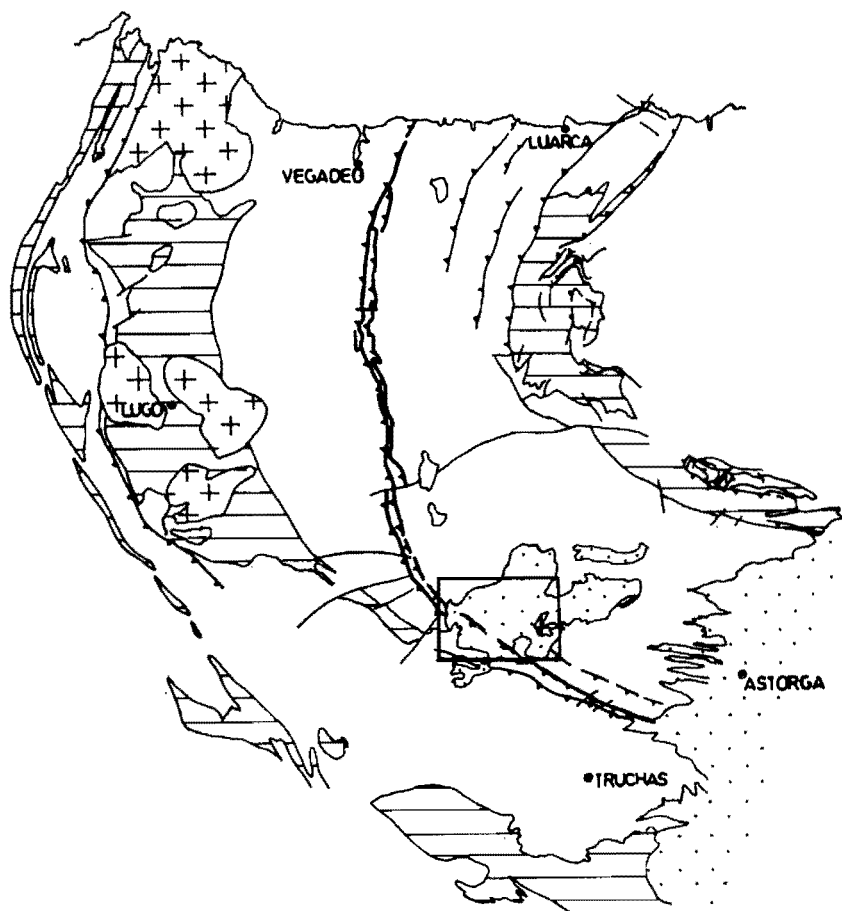


Fig. 3.—Trazado del Cabalgamiento Basal del Manto de Mondoñedo. Rayado horizontal: materiales precámbricos del Narcea, del núcleo del Manto de Mondoñedo y del antiformal del «Ollo de Sapo». Cruces: granitos. Punteado: materiales terciarios y cuaternarios. El recuadro señala el área ocupada por la Hoja de Ponferrada.

cortes geológicos que lo acompañan, pueden observarse los pliegues y cabalgamientos que presentan esta dirección. Localmente, estas estructuras son modificadas por pliegues transversales, muy laxos de dirección NNE-SSW.

En la figura 1 se detallan las principales estructuras presentes en la Hoja. La continuación de las estructuras de E a W resulta a veces difícil, debido a la existencia de una amplia zona central cubierta por materiales terciarios. Muchas de las estructuras pueden seguirse regionalmente durante muchos kilómetros. Así sucede, por ejemplo, con el sinclinal de Sotelo, que puede seguirse desde la región de Ancares hasta el S de Astorga, o con el cabalgamiento de Toral de los Vados, que comenzando en la costa Cantábrica dibuja todo el arco astórico. Este cabalgamiento ha sido denominado regionalmente, Cabalgamiento Basal del Manto de Mondoñedo (fig. 3). Al N de esta estructura existen una serie de pliegues, entre los que cabe destacar de N a S: anticlinal de Ancares, sinclinal de Sotelo y anticlinorio de Villafranca-Ponferrada (fig. 1). Inmediatamente al S del cabalgamiento existe un anticlinal, anticlinal de Toral de los Vados, que corresponde a la terminación lateral del Manto de Mondoñedo. El límite SW de la Hoja es ocupado por el sinclinal de Peñalba. Todos los pliegues citados son asimétricos, geoméricamente asimilables y van acompañados de una esquistosidad de flujo. Sin embargo, las vergencias de los mismos van variando de N a S. Mientras al N, los planos axiales de los pliegues están inclinados hacia el S, al S, se disponen verticalmente e incluso llegan a estar inclinados al N. Estos cambios de vergencia indican la existencia de deformaciones posteriores a su formación. La existencia de estas deformaciones se pone en evidencia igualmente porque la esquistosidad de flujo está plegada en algunos lugares y en la parte NE de la Hoja se halla basculada e inclinada al N. El hecho de que en todo el flanco S del sinclinorio de Vega (ángulo NE de la Hoja) la esquistosidad de flujo se disponga de este modo, indica la existencia de grandes pliegues posteriores a la formación de la dicha esquistosidad.

De acuerdo con lo expresado, en la Hoja de Ponferrada hay una sucesión de estructuras que comienza por la existencia de pliegues asimétricos, con esquistosidad de flujo de plano axial y vergentes al N, que son cortados por cabalgamientos y posteriormente deformados por pliegues de gran longitud de onda vergentes hacia el S. Todas estas estructuras son homomaxiales en términos generales.

3.1.1 LA PRIMERA FASE DE DEFORMACION

Como pertenecientes a la primera fase de deformación hercínica, aparecen pliegues con esquistosidad de flujo generalizados por toda la región. La escala de estos pliegues es muy variable, encontrándose desde pliegues únicamente visibles en cartografía, hasta pliegues a escala de afloramiento.

En general su morfología es de tipo similar o próximo a él, e incluso a veces «chevron». No obstante, la existencia de distintos tipos de materiales, proporciona modificaciones en la morfología de los pliegues. Así, es fácil contrastar la morfología de los pliegues menores que se desarrollan en las calizas de Cándana, con los originados en las areniscas y cuarcitas de la serie de los Cabos. La posición de los planos axiales debía ser originalmente muy tendida y dirigida al N; debido a las deformaciones posteriores, esta disposición no se mantiene en el momento actual (ver los cortes que acompañan el mapa geológico).

La esquistosidad de flujo que acompaña a los pliegues es muy penetrativa, aunque se aprecian diferencias en su desarrollo entre los niveles pizarrosos y los arenosos o cuarcíticos. Está originada por la deformación de los minerales originales de la roca y la recrystalización de otros nuevos. Debida a que el grado de metamorfismo sufrido por las rocas no es muy alto, se conservan muchos minerales originales. Sobre los planos de esquistosidad llega a ser visible en el campo, a veces, una lineación de crecimiento mineral.

3.1.2 LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

A la segunda fase de deformación corresponden los cabalgamientos que afectan a los pliegues preexistentes.

El cabalgamiento más importante es el de Toral de los Vados, continuación del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (fig. 3). Existen, no obstante, otros cabalgamientos de menor importancia como el situado en el núcleo del Sinclinal de Sotelo.

El cabalgamiento de Toral de los Vados atraviesa toda la zona Asturoccidental-leonesa, pasando por la Hoja de Ponferrada y desapareciendo bajo el Terciario de la Meseta, al S de Astorga. En la presente Hoja, este cabalgamiento pone en contacto la Formación Cándana-Herrería con la Serie de los Cabos; su plano está ligeramente inclinado hacia el N debido a las deformaciones posteriores, ya que su sentido de desplazamiento fue de Sur a Norte y no de Norte a Sur. Asociado a este importante accidente, existen cabalgamientos menores (cabalgamiento que sigue el valle del río Valcárcel). Normalmente, asociados al frente de cabalgamiento se encuentran pliegues de pequeño tamaño acompañados de una esquistosidad de creculación.

El cabalgamiento de Toral de los Vados separa dos regiones que desde el punto de vista paleogeográfico son distintas. Al Norte, las características estratigráficas corresponden al Dominio del Navia y Alto Sil con la existencia de un Ordovícico completo. Al Sur, la sucesión estratigráfica se caracteriza por la ausencia de materiales correspondientes a parte del Ordovícico Medio y Superior, como corresponde al Dominio del Manto de Mon-

doñedo-Peñalba. Este hecho es indicativo de la gran magnitud del desplazamiento de este cabalgamiento.

3.1.3 LA TERCERA FASE DE DEFORMACION

Para localizar la existencia de las grandes estructuras originadas durante esta fase, es necesario observar la disposición que tiene la estratificación y la esquistosidad de flujo correspondiente a la primera fase (S_1). La esquistosidad de flujo debía de presentar una posición muy similar en toda la Hoja antes de esta tercera fase. Observando en consecuencia la posición actual de la misma, así como de los pliegues primeros se obtendrá la geometría y posición de los pliegues de tercera fase.

En el ángulo NE de la Hoja (flanco S del Sinclinorio de Vega) S_1 está basculada al N, y algo más al S, a la altura del embalse de Bárcena, ya se encuentra inclinada al S, detectándose en consecuencia un pliegue de tercera fase entre estas dos posiciones. A partir del sinclinal de Sotelo y hasta el límite Sur de la Hoja, la esquistosidad de primera fase pasa de estar inclinada al Sur unos 60° hasta cambiar gradualmente a lo largo de esta transversal, llegando a estar inclinada al Norte unos 60° ó 70° a la altura de Toral de los Vados.

Aparte de los efectos mayores de tercera fase, originando estructuras de gran tamaño, aparecen estructuras menores de muy diversos tipos. Así aparecen desde pliegues de pequeño tamaño y morfología tipo «kink» hasta micropliegues con esquistosidad de crenulación. La distribución de estas estructuras de apariencia tan diferente no es uniforme, existiendo áreas en las que incluso no se observan.

La crenulación, aunque presenta distintas posiciones, generalmente está inclinada al norte, siendo a veces muy penetrativa y llegando a dar lugar a un bandeado tectónico. Las crenulaciones se desarrollan en los materiales del tipo de las pizarras y ampelitas silúricas más que en los materiales de la Serie de los Cabos o en las pizarras de Luarca, mientras que los kink-bands se originan mejor en las Pizarras de Luarca que en los restantes materiales.

La lineación de crenulación presenta una dirección, más o menos subparalela a las estructuras de primera fase, aunque en ocasiones llega a formar ángulos de 10 ó 15 grados.

3.1.4 LAS FASES TARDÍAS

Con posterioridad a las estructuras ya descritas, se originaron otras de influencia menor en los aspectos cartográficos. Se trata, entre otras, de pliegues transversales a los anteriores de dirección NNE-SSW. En realidad son muy poco importantes y sus efectos se traducen en inflexiones en la

dirección de las estructuras hercínicas anteriores (arqueamientos de la traza axial de algunos pliegues). Aparte de estos pliegues existe una red de diaclasas con dirección transversal NNE-SSW, que a veces llega a ser muy densa y llega a originar kink-bands subverticales. También se han localizado fallas de plano vertical y pequeño desplazamiento con la misma dirección que van a tener cierta importancia con posterioridad al depósito del Terciario, al ser reactivadas.

Existen fallas inversas, como la situada 2 Km. al N de Quilos, cuya posición en el tiempo es difícil de precisar dada la ausencia de referencias. En su continuidad dentro de la Hoja de Vega de Espinareda (IGME, in litt) parece relacionarse con el núcleo de un pliegue de tercera fase.

3.2 LA DEFORMACION ALPIDICA

Dentro de este apartado se incluyen estructuras generadas en distinto tiempo, pero todas ellas relacionadas con los materiales Terciarios y Plio-Cuaternarios.

En el área de la Hoja, los materiales terciarios más antiguos (Mioceno), presentan localmente buzamientos fuertes, entre 30 y 45, debidos a basculamientos y flexiones originados por fracturas. Algunas de estas fracturas son fosilizadas por los depósitos Plio-cuaternarios, tal como sucede en Santalla. Con posterioridad al depósito de los materiales pliocénicos se producen también fracturas, aunque de una importancia menor.

Existen dos redes de fracturas; una de ellas de dirección general NNE-SSW y otras de dirección aproximada E-W. Debido a estos dos sistemas se formó la gran depresión del Bierzo en la que se encuentran preservados los materiales terciarios. La red de fracturas NNE-SSW debe corresponder a la reactivación de fallas tardihercínicas de plano vertical. La otra red debe probablemente generarse durante este período de deformación y da lugar a fallas normales.

4 PETROGRAFIA

4.1 METAMORFISMO

Las rocas paleozoicas y precámbricas presentes en la Hoja, han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado que no supera la facies de los esquistos verdes. Además de este metamorfismo regional se observa un metamorfismo de contacto, debido al granito de Ponferrada, en la parte centro-oriental de la Hoja.

El metamorfismo regional sólo alcanza la zona de la clorita, aunque localmente, llegan a aparecer biotitas incipientes. Los materiales precámbricos

y paleozoicos se transforman, por efecto del metamorfismo y de la deformación en filitas y metasamitas. La paragénesis más frecuente en las rocas pelíticas y psamíticas es: cuarzo-clorita-moscovita. En menor proporción se han encontrado otras paragénesis tales como: cuarzo-sericita-clorita-albita, cuarzo-clorita-sericita-cloritoide y cuarzo-sericita-clorita-biotita. La existencia de biotita, siempre muy incipiente, se da en niveles psamíticos. En las pizarras y ampelitas silúricas e incluso a veces en las Pizarras de Lueca, aparece una paragénesis con cloritoide condicionada por el hecho de que estos materiales reúnen unas condiciones químicas favorables (abundancia de materia orgánica, óxidos de hierro y aluminio).

El tipo de metamorfismo no puede llegar a determinarse dentro del ámbito de la Hoja debido al bajo grado que alcanza. Regionalmente, CAPDEVILA (1968) considera, en la zona Asturoccidental-leonesa, que el metamorfismo es de tipo intermedio de baja presión.

Las relaciones entre cristalización y deformación pueden establecerse tomando como referencia a la esquistosidad de flujo originada durante la primera fase de deformación. Durante la formación de la esquistosidad de flujo existe una cristalización de moscovita y clorita. En escasísimas ocasiones ha podido verse una blastesis de clorita anterior a esta esquistosidad. Las biotitas, cuando existen, son postectónicas. En consecuencia, el metamorfismo regional parece alcanzar su clímax con posterioridad a la primera fase de deformación.

El emplazamiento del Granito de Ponferrada da lugar a la formación de una aureola de metamorfismo de contacto de poca extensión. Las rocas afectadas presentan asociaciones mineralógicas con biotita, andalucita y cordierita. Estos minerales son siempre postectónicos en relación con la esquistosidad de flujo. Las rocas afectadas corresponden a la Serie de los Cabos, Pizarras de Lueca, Formación Agüeira y ampelitas silúricas. De entre ellas, las areniscas y cuarcitas presentan una gran recristalización, dando lugar en ocasiones a la formación de mosaicos de cuarzo.

4.2 ROCAS IGNEAS

Granito de Ponferrada.—(Y³) Las rocas graníticas aflorantes en la Hoja están situadas en el centro-oeste de la misma, aflorando en una extensión de 7-8 Km², siendo difícil de precisar la misma, al estar la mayor parte recubierta por Terciario. Fue citado por MALLADA (1895), MATTE (1968), NOLLAU (1968), CAPDEVILA (1969) y posteriormente por O. SUAREZ (1970).

Se trata de un pequeño «stock» granítico, y de manera general de un granito de dos micas con megacristales.

En cuanto a la edad del cuerpo intrusivo, no cabe duda de que es claramente posterior a las fases de deformación principal. Datos de campo y

microscopio corroboran esta idea, ya que la intrusión ha asimilado parte de la roca de caja, dejando pequeños isleos que no han sido asimilados, así como una aureola de metamorfismo térmico, de la que nos ocuparemos en otro apartado. Así mismo, no se ha observado ninguna orientación en los minerales laminares ni a escala mesoscópica ni microscópica, sino que se encuentran dispuestos de forma arbitraria. Por otro lado, no se han observado de manera general fenómenos cataclásticos tales como trituración, granulación y demás efectos de deformación. Todos estos hechos sugieren que se trata de una intrusión post-tectónica cuya cristalización evolucionó en un medio tectónicamente tranquilo.

Desde un punto de vista petrográfico, y siguiendo el trabajo de O. SUAREZ, las rocas graníticas estudiadas pueden ser divididas en dos facies fundamentales. Facies común: se trata de granitos generalmente de grano grueso, con texturas hipidiomórficas heterogranulares a veces con intercalaciones gráficas, como constituyentes principales aparecen: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico (microclina), moscovita y biotita.

El cuarzo aparece en cristales xenomórficos. La plagioclasa oligoclasa o andesina se observa ídío o subidiomórfica, maclada, zonada, a veces con alteración (sericita + caolín) débil, con preferencia en los núcleos. La microclina generalmente presenta la macla de Carlsbad. Aparece ligeramente caolinizada. La pertitización no es un hecho frecuente y cuando se observa es en formas microcristalinas.

La biotita suele ser de color pardo-rojizo, fuertemente pleocroica, con frecuentes inclusiones de circón con halos pleocroicos. La variedad de color verdosa es escasa. La moscovita que se forma a partir de la biotita es fácilmente reconocible, ya que presenta relictos en los núcleos de aquélla. Se aprecia mineral de hierro y algo de esfena y rutilo según las líneas de exfoliación.

Los minerales accesorios comunes son: apatito, circón, esfena y opaco; clorita, turmalina, rutilo y mineral de hierro aparecen en ocasiones.

En algunas zonas, puede distinguirse dentro de esta facies una subfacies cordierítica, de color más oscuro, en la que además de aumentar la proporción de biotita, contiene enclaves de 1 a 2 cm. de longitud de cordierita.

Facies de grano fino a medio.—De composición parecida a la anterior, las diferencias se establecen en el campo, y representan (además de una mayor proporción de moscovita y una desaparición progresiva de biotita, que en algunas muestras es total) una disminución en el tamaño del grano. Pueden distinguirse dos subfacies: subfacies granítica y subfacies aplítica.

Subfacies granítica: se caracteriza por la presencia de granates de color rojizo que dan a la roca un moteado. Al microscopio se caracteriza porque el cuarzo se presenta en agrupaciones redondeadas, envueltas en laminillas de moscovita.

Subfacies aplítica, aparte de los diques, que se describirán posterior-

mente, las aplitas constituyen facies de borde, con gran proporción de cuarzo y diversos tipos mineralógicos.

4.3 ROCAS FILONIANAS (Q, FA, FO)

Hay tres tipos principales de rocas filonianas asociadas a la intrusión granítica.

El primer tipo, con filones de cuarzo, que se presentan desde un punto de vista petrográfico, en cristales gruesos y muy gruesos, con fuerte extinción ondulante y pequeñas láminas de mica blanca y apatito como componentes muy accesorios. Asociados a estos filones se presentan mineralizaciones de Scheelita de poca consideración.

El segundo tipo está compuesto por filones aplíticos, que presentan una textura panalotriamórfica con albita, cuarzo, feldespatos potásico y moscovita como minerales fundamentales. Los accesorios son: apatito, mineral de hierro, opaco y biotita verde, siguiendo un orden decreciente según la abundancia. Se observa síntomas de caolinización suave en el feldespato potásico.

Los pórfidos graníticos presentan textura porfídica hipidiomórfica con plagioclasa como fenocristal, nucleada, a veces zonada y ligeramente alterada en el núcleo, feldespato potásico, cuarzo y moscovita como constituyentes principales.

Como accesorios comunes aparecen: biotita residual, apatito, opaco y mineral de hierro.

5 HISTORIA GEOLOGICA

5.1 HISTORIA GEOLOGICA DURANTE EL PALEOZOICO

La historia geológica correspondiente a los materiales paleozoicos de esta Hoja debe inscribirse en un contexto más amplio, teniendo en cuenta que esta zona queda inscrita dentro de una unidad mayor denominada Zona Asturoccidental Leonesa, para la cual se tiene un conocimiento general de su evolución sedimentológica, tectónica y metamórfica (MATTE, 1968), (CAPDEVILA, 1969), (MARCOS, 1973), (PEREZ-ESTAUN, 1975).

La historia geológica comienza con el depósito de los materiales precámbricos, cuyas condiciones de sedimentación no han podido llegar a establecerse debido a la escasez de afloramientos existentes en la Hoja.

Con anterioridad al depósito del Cámbrico Inferior, estos materiales debieron sufrir una deformación (si se tiene en cuenta su comparación con las pizarras del Narcea) o bien sufrieron emersión dada la naturaleza del contacto Cámbrico-Precámbrico.

Durante todo el Paleozoico Inferior tiene lugar una sedimentación fundamentalmente detrítica, aunque con ciertos episodios calcáreos, la sedimen-

tación se inicia en el Cámbrico Inferior con depósitos marinos someros de materiales clásticos con excepción de algunos niveles calcáreos en su parte inferior.

El depósito de la caliza de Vegadeo situada en el límite Cámbrico Inferior y Medio, también tuvo lugar en un medio marino somero (ZAMARREÑO et al., 1975).

Desde el Cámbrico Medio hasta el Ordovícico Inferior, las series que se localizan en la Hoja son fundamentalmente detríticas y corresponden a depósitos de aguas someras; no obstante, es durante esta época cuando tiene lugar una subsidencia diferencial en la cuenca que da lugar al hecho de que esta serie tenga variaciones en espesor muy notables entre la zona norte y sur. Estas diferencias apuntadas aquí se manifiestan de forma más apreciable, durante el Ordovícico Medio y Superior, llegando a establecerse dos dominios paleogeográficos, uno al norte que ha sido denominado dominio del Alto Sil (MARCOS, 1973) (PEREZ ESTAUN, 1975) y otro al sur denominado dominio de Peñalba.

En el dominio situado al norte (parte N y NE de la Hoja), el Ordovícico Medio se encuentra ampliamente representado por unas pizarras negras piritosas cuyo depósito tuvo lugar en un medio muy reductor; igualmente el Ordovícico Superior queda constituido por una potente serie arenosa-pelítica con carácter turbidítico (Formación Agüeira).

En el dominio de Peñalba (parte SW de la Hoja), sinclinal de Peñalba. El Ordovícico Medio no está representado o únicamente lo está por unos metros de pizarras y el Ordovícico Superior tampoco tiene representación, haciendo salvedad de las Calizas de Aquiana, en el caso de que éstas sean consideradas como correspondientes al Ashgill. De este modo, durante el Ordovícico se encontraría al norte un profundo surco, mientras al sur, se desarrollaría una zona de umbral. De acuerdo con lo anteriormente expresado, queda constituido un ciclo sedimentario tipo geosinclinal, quedando interrumpido en el Silúrico.

Durante el Silúrico la sedimentación es uniforme en el ámbito de la Hoja, teniendo lugar depósitos de medios reductores.

El Devónico, presente únicamente en una pequeña zona, está representado por una serie de calizas conchíferas, propias de un medio de plataforma.

Las rocas paleozoicas han sufrido una deformación y un metamorfismo durante la orogénesis herciniana, estando sometidos estos materiales a tres fases principales de deformación. De estas tres fases, la primera y la segunda son fases tangenciales que dan lugar a pliegues y cabalgamientos vergentes al Norte y la tercera repliega las estructuras anteriores y da lugar a pliegues mayores de gran longitud de onda. A estas deformaciones acompaña un metamorfismo de bajo grado y con posterioridad a las mismas

tiene lugar el emplazamiento del Granito de Ponferrada, que condiciona la existencia de un metamorfismo de contacto en los materiales encajantes.

5.2 HISTORIA GEOLOGICA DURANTE EL TERCIARIO Y CUATERNARIO

Durante el Mioceno se produce la individualización de la cuenca del Bierzo mediante el rejuego de fracturas y la posterior deposición de los materiales terciarios en extensos abanicos aluviales. Movimientos posteriores dislocan los materiales terciarios como lo prueba el hecho de que la mayor parte de los contactos Terciario-Paleozoico son tectónicos. Los depósitos tipo «raña» fosilizan estas fracturas, aunque se observan indicios de movimientos post-pliocenos de escasa importancia.

Con posterioridad se desarrolla un complejo sistema de glaciares, glacis-terrazas y terrazas fluviales con un encajamiento sucesivo de la red fluvial.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 HIDROGEOLOGIA

La cuenca del Bierzo con una pluviometría anual media de 608 mm. en Ponferrada y de 939 mm. en Toral de los Vados y Villafranca, junto con una temperatura media anual de 9° C, presenta un gran interés desde el punto de vista hidrogeológico.

Podemos definir los siguientes conjuntos litológicos en orden al grado de permeabilidad.

Se puede considerar la Formación Cándana-Herrería, las calizas de Vega-deo y el Devónico como permeables por fisuración, pudiendo originar acuíferos muy locales ligados a zonas de diaclasamiento y fracturación intensos, y de escasa importancia en el resto de los materiales paleozoicos, pueden considerarse como impermeables las pizarras de Luarca y las ampolitas silúricas.

Los materiales detríticos del Terciario son permeables por porosidad intergranular, conjuntamente con las terrazas y aluviales cuaternarios.

La recarga del acuífero terciario y cuaternario se realiza por:

- Infiltración del agua de lluvia.
- En menor cuantía, por un posible aparte lateral de aguas profundas procedentes de los materiales que delimitan la cuenca.
- Recirculación de aguas de riego.

La descarga se realiza:

En el Paleozoico por pequeños manantiales y posterior eliminación de los materiales terciarios y cuaternarios. Efectuándose el drenaje a través de los ríos Sil, Burbia y Cua.

Por manantiales de mayor caudal, como los situados en los límites de las dos primeras terrazas cerca de Villadepalos, o bien ligados a fractura, por ejemplo, Fuente del Azufre, con una temperatura de agua de 20° C.

La circulación de aguas subterráneas puede atribuirse en términos generales a la combinación de dos hipótesis de flujo.

Flujo de componente horizontal ligado a las terrazas y flujo predominantemente vertical en el acuífero terciario.

6.2 MINERÍA Y CANTERAS

MINERÍA.—La zona estudiada puede considerarse desde el punto de vista minero como importante, como lo demuestran la actividad minera actual y las labores ya abandonadas.

Las mineralizaciones existentes en la Hoja pueden dividirse, de acuerdo con su génesis, en tres tipos:

- a) Filonianas (relacionadas con la intrusión granítica).
- b) Sedimentarios (Coto Vivaldi).

a) Existen dos zonas genéticamente relacionadas con la intrusión granítica, de carácter netamente filoniano. La primera, situada en el macizo granítico y la segunda en los alrededores de Salas de los Barrios.

En toda la extensión del afloramiento granítico se han observado labores mineras antiguas encaminadas a beneficiar el wolframio existente en la zona.

Las más importantes, están situadas en la parte N de dicho macizo granítico, a ambos lados del río Sil, entre el embalse de la Bacena y la Fuente del Azufre.

Los trabajos en la margen derecha han sido explotaciones a cielo abierto de poca entidad, calicatas y canteras, mientras que en la ribera izquierda las labores son subterráneas (socavones, galerías).

La dirección que tienen estos filones mineralizados son: N 120° E y buzan 70° al N. Son filones de cuarzo mineralizados, de origen hidrotermal. Como minerales principales, aparecen scheelita y wolframita.

En general, la dirección de estos filones coincide con la dirección principal de diaclasamiento en el granito.

La segunda zona se encuentra situada al SE de Ponferrada, en los alrededores de Salas de los Barrios. Aquí la mineralización, como hemos visto anteriormente, es de tipo filoniano; se trata de unos filones de cuarzo con mineral de wolframio, encajados en materiales paleozoicos. El estudio petrográfico de la roca de caja (serie de los Cabos) permite clasificar estas rocas como corumbianitas y pizarras mosqueadas, lo que indica un cierto grado de metamorfismo térmico, explicable quizá por la proximidad de una posible intrusión granítica subyacente.

Los filones de cuarzo mineralizados tienen una dirección general N 40° E

y sus potencias oscilan entre 0,8 m. y 1,5 m., cortando transversalmente a la dirección de los estratos.

b) En las inmediaciones de San Miguel de las Dueñas (Coto Vivaldi) se explota un yacimiento de mineral de hierro, que se prolonga desde Peñarubia (Coto San José) hasta las proximidades de Astorga (Coto San Bernardo).

El yacimiento es de edad Paleozoica y su situación cronoestratigráfica corresponde a un Ordovícico Medio.

La mena presenta, generalmente, textura oolítica. Los minerales principales de este yacimiento son magnetita, siderita y clorita y los accesorios más representativos son pirita, calcopirita, arsenopirita, apatito, rutilo, ilmenita y grafito.

La magnetita, que es el mineral del yacimiento con mayor interés económico, se presenta en dos formas distintas, como magnetita primaria y como secundaria.

Cuando es primaria se presenta en forma de pequeños cristales, constituyendo la secuencia de los oolitos junto con otras capas de siderita y clorita.

Cuando es secundaria, por recristalización posterior (metamórfica), se presenta en cristales cúbicos que se desarrollan entre la matriz que une los oolitos o bien en forma de cristales muy grandes que forman placas de contornos muy netos.

La siderita se presenta, al igual que la clorita, formando parte de las capas de los oolitos, en su núcleo y también como matriz.

El mineral accesorio más interesante por sus consecuencias negativas sobre el valor de la mena, es el apatito, que se presenta formando cristales de tamaño variable. Aparece en la matriz de los oolitos, formando parte de las secuencias zonales e incluso llegando a formar oolitos.

El yacimiento está constituido por dos capas de mineral que se ven acompañadas esporádicamente por una tercera de tipo lentejón. Al ser el mineral sedimentario, las capas se presentan irregulares en cuanto a su potencia, pasando en poco espacio, de tener una potencia considerable, a tener potencias reducidas e incluso desaparecer.

Por último, cabe citar las mineralizaciones que presenta la «caliza de Vegadeo», especialmente en sulfuros de Pb, Zn, Cu, Sb y Hg. Estas mineralizaciones se presentan en forma de diseminación, tienen gran interés económico.

Estas mineralizaciones es posible que se hayan producido por procesos metasamáticos, debido a la fuerte recristalización que han sufrido las calizas, como consecuencia del metamorfismo regional. Actualmente, se llevan a cabo trabajos de investigación minera en esta «Formación de Vegadeo», que posiblemente arrojarán más luz sobre su génesis.

CANTERAS.—Presenta gran interés la explotación de las calizas de Vegadeo como áridos en el SO de la Hoja.

La fábrica de Cementos Cosmos explota un nivel de calizas dentro de la formación Cándana-Herrería.

El resto de las canteras están ubicadas en las arcillas y limos de los materiales Miocenos, dedicados a la explotación de los materiales de construcción.

7 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. & VALLE DE LERSUNDI, J. del (1963).—«Estudio geológico de la zona Ponferrada-Tremor de Abajo». *Brev. Geol. Ast.*, año VII, núm. 1-4, pp. 3-26, 1 mapa, Oviedo.
- BATALLER, J. R.; HERNANDEZ SAMPELAYO, P.—«Contribución al estudio del Mioceno de la Cuenca del Duero en la zona leonesa». *Not. Com. Just. Geol. Min. Esp.*, núm. 13, pp. 23-35, 4 láminas y Bibliografía. Madrid, 1944.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L.—«Recherches Morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique». *Memoires et documents du Centre de Documentation Cartographique et Geographique du C. N. R. S.*, t. IV, pp. 7-61.
- COMTE, P. (1938).—«La sucession lithologique des formations cambriennes du Leon (Espagne)». *71 Congr. Soc. Sav.*, Nice, pp. 181-183.
- CRIMES, T. P. (1973).—«From limestones to distal turbidite: A facies and trace fossil analysis in the Zumaya flysch (Paleocene-Eocene). North Spain». *Sedimentology*, vol. 20 pp. 105-131.
- 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. Palaeoecol.*, en publ. en vol. 15.
- CRUSAFONT, M. & DE WALTD, J. F. (1954).—«Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta Castellana». *R. S. Esp. Mist. Not.*, tomo extraordinario homenaje a F. Hernández Pacheco, pp. 215-227.
- DEBRENNE, F. & ZAMARREÑO, I. (1975).—«Sur la faune d'Archéocyathes de la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des facies carbonatés dans le NW de l'Espagne». *Brev. Geol. Astúrica*, año XIX (en publicación en el núm. 3).
- FRETS, P. C.—«The geology of the southern part of the Pisuega basin and the adjacent area of Santibáñez de Resoba, Palencia». *Leid. Geol. Medeler Del* (1965), pp. 113-162, 22 pp.
- GOMEZ DE LLARENA, J.—«Algunos datos sobre el Terciario continental de Oviedo». *B. S. E. H. N.*, tomo XXVII, núm. 5, pp. 219-220. Madrid, 1927.
- «Esquema de la Cuenca terciaria de Oviedo». *Rev. Ind. Min. Astur.*, año

- XIV, núm. 319, pp. 241-245, 6 figs., núm. 320, pp. 257-264, 11 pp. Gijón, 1928.
- «Algunos ejemplares de cobijaduras tectónicas terciarias en Asturias, León, Palencia». *B. S. E. H. N.*, t. XXXIV, p. 123. Madrid, 1934.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1949).—«Geomorfología de la Cuenca Media del Sil». *Memoria de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, Madrid, 114 p.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942).—«El sistema Siluriano». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 2 (I, II), 1 vol., 848 pp., Madrid.
- (1943).—«Acerca de la morfología de los ríos de la Cordillera Cantábrica hacia el Atlántico. El Bierzo». *Estudios Geográficos*, año V, núm. 13, pp. 695-725.
- JULIVERT, M. & TRUYOLS, J. (1972).—«La coupe du Cabo Peñas, une coupe-reference pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, fasc. 6, pp. 241-243.
- LOTZE, F. (1956).—«Das Prakambriums Spaniens». *Neues. Jb. Geol. Pal. Nont. Mh.*, 8, pp. 373-380, Stuttgart (trad. por J. M. Gómez de Llarena: El Precámbrico en España. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 60, pp. 227-240, Madrid).
- (1957).—«Zum Altera nordwestspanischen Quattrit-Sandstein-Folgen». *Neues Jb. Geol. Palaont., Mh.*, vol. 10, pp. 464-471.
- MARCOS, A. (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geol.*, número 6, pp. 8-118, Oviedo.
- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127.
- NOLLAU, G. (1965).—«Ein Intrusivdiabas im Altpalaeozoikum der Montes de León in Nordwestspanien und seine antometamorphe biseizional regionalmetamorphea Minformangen». *Beitr. Miner. Petr.*, vol. 11, pp. 662-694, Heidelberg.
- (1966).—«Spuren pleistozuver vereisung in der Sierra del Teleno (NW Spanien)». *N. Jb. Geol. Palaont. Min.*, vol. 8, pp. 472-480, Stuttgart.
- (1968).—«Stratigraphie, magmatismus und Tektonik des Montes de León zwischen Astorga und Ponferrada in Nordwest-Spanien». *Geotek. Forsch.*, vol. 27, I-II, pp. 71-146.
- SLUITER, W. J., y PANNEKOEK, A. J. (1964).—«El Bierzo. Etude sédimentologique et géomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne». *Leid. Geol. Mededel.* (1964), pp. 141-182.
- SUAREZ, O. (1970).—«Los granitos de Ponferrada (León)». *Bol. Geol. y Min.*, tomo LXXXI-II-III (1970), pp. 185-191.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona asturoccidental-leonesa (W de León, NW de España)». *Tesis*. Universidad de Oviedo.

- PRADO, C. (1857).—«Lettre a M. de Verneuil sur les terrains siluriens des Asturies». *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2e sér., t. XV, pp. 91-93, París.
- SDZUY, K (1968).—«Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables». *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, núm. 2, pp. 45-58.
- VIDAL BOX, C. (1941).—«Contribución al reconocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *BRSEHN*, tomo XXXIX, pp. 121-153.
- (1954).—«Geología de los Montes Aquillanos y borde meridional de la depresión del Bierzo (León)». *BRSEHN*. Tomo extraordinario homenaje a E. Hernández-Pacheco, pp. 677-696.
- ZAMARREÑO, I.; HERMOSA, J. & BELLAMY, J. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada [Zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España]». *Brev. Geol. Astúrica*, año XIX.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA