



IGME

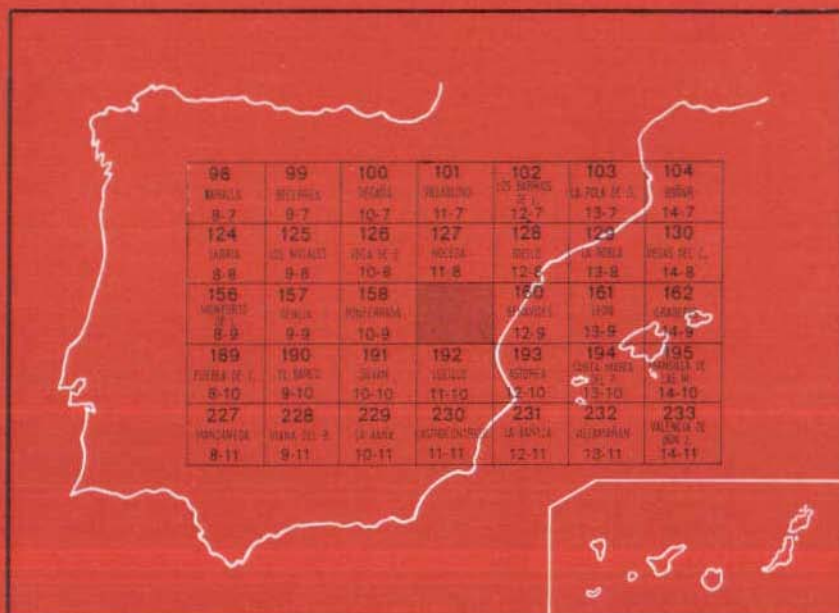
159
11-9

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BEMBIBRE

Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

BEMBIBRE

Primera edición



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

Esta Memoria ha sido redactada por:

Félix Velando Muñoz y Miguel M. Martínez Díaz, de ENADIMSA con normas y supervisión del IGME.

Sedimentología y columnas estratigráficas: Luis Martín García.

Macropaleontología: Indalecio Quintero Amador y Hermenegildo Mansilla Izquierdo.

Petrografía: Aurora Argüelles.

Depósito Legal: M - 3.298 - 1973

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. INTRODUCCION

La Hoja de Bemibre está situada en la Zona II de Matte, que comprende el oeste de Asturias y León. Se caracteriza por:

- a) Ausencia de afloramiento del Carbonífero Ante-Estefaniense.
- b) El gran espesor del Orodovícico Medio-Superior y del Silúrico (más de 3.000 m.).
- c) El enorme espesor del Cámbrico y del Ordovícico Inferior y particularmente de la serie cuarcítica de «Los Cabos» (Cámbrico Medio-Arenig), que pueden alcanzar hasta 10.000 m.
- d) Presencia en la parte oriental de la zona de una potente serie esquistos-arenosa precámbrica.
- e) Fuerte discordancia entre el Cámbrico y el Precámbrico.

Dentro de la Hoja núm. 159 (Bemibre) afloran los siguientes terrenos: Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Carbonífero, Terciario y Cuaternario.

1.2. CAMBRICO

Los terrenos correspondientes a este sistema ocupan el borde S. y SO. de la Hoja.

En la región, los sedimentos depositados desde el Cámbrico Medio hasta el Ordovícico Medio constituyen una potente serie clástica (9.000 a 10.000 m., según MATTE). Dentro de la Hoja, y basándonos en algunos hallazgos paleontológicos (como más adelante se indica), se han distinguido dos tramos en esta serie. El más bajo se sitúa cronológicamente en el Cámbrico Medio-Superior (probablemente los afloramientos de este tramo en la Hoja correspondan únicamente al Cámbrico Superior), y el alto comprendería el Ordovícico Inferior y posiblemente parte del Cámbrico Superior, ya que no es posible una separación clara entre ambos sistemas.

Tramo bajo CA₂₋₃

Comprende el flanco norte del anticlinorio de Somoza, cabalgante sobre el Ordovícico-Silúrico del sinclinorio de Folgoso del Monte.

Está formado por alternancias de sedimentos psammítico-pelíticos, cuya distribución relativa es muy variada.

Litológicamente comprende cuarzoarenitas más o menos deleznales de coloraciones grisesáceas, pizarras arcillosas, pizarras arcillo-arenosas y cuarcitas.

En el campo se distinguen zonas (muy poco extensas) formadas por cuarzoarenitas y cuarcitas en estratos potentes que destacan morfológicamente y en las cuales hemos encontrado *Cruziana plana* y extensas áreas en las que dominan los sedimentos finamente estratificados, donde alternan lechos de pizarra silícea gris y dura con otros del mismo espesor más arcillosos y de color oscuro, dando a la roca un aspecto fajeado muy característico.

La componente psammítica de estos lechos está formada fundamentalmente por granos de cuarzo, y la pelítica por minerales micáceos (biotítico-cloríticos). Cuando el fajeado es muy fino se distingue al microscopio una matriz arcillosa recristalizada en sericita y clorita microlaminares, y dentro de esta matriz una fracción detrítica consistente en pequeños granos de cuarzo, albita y láminas de moscovita, y la fracción pesada de turmalina, apatito, circón y mena metálica.

La serie de Los Cabos está formada en la Hoja Lucillo, situada inmediatamente al sur de Bembibre, según G. NOLLAU, por:

250 m., arenisca cuarcítica de tono gris a amarillento (cuarcita de Carracedo). En la región este de Lucillo este horizonte contiene bancos de pizarras intercaladas, por lo que no se diferencia del tramo siguiente.

Siguen más de 1.000 m. de alternancias de cuarcitas o areniscas (en paquetes de 1 hasta 35 m.) y pizarras (bandas de 100 m. o más).

200-300 m., en los que los bancos arenosos van desapareciendo y predominan las pizarras.

Encima de este horizonte, de nuevo aumenta la proporción de cuarcitas

y la potencia de los bancos para pasar de una manera gradual al Ordovícico Inferior.

1.3. ORDOVICICO INFERIOR CA₈-0₁

- a) *Tramo alto* (Ordovícico Inferior-parte alta del Cámbrico Superior?)
Formado fundamentalmente por cuarcitas, con algunas intercalaciones de pizarras arenosas.

Siguiendo el arroyo de Matavenero puede establecerse, con cierta aproximación, la litología de este tramo: Comprende alrededor de 700 m., cuyos niveles inferiores están constituidos por cuarcitas en estratos muy delgados, afectados por esquistosidad de fractura, de colores claros, con algunas intercalaciones de pizarras arenosas. Encima se ve un paquete (100 m. ≈) de cuarcita pura de grano fino en estratos de 20 cm. a 1 m., sin intercalaciones pizarrosas; siguen bancos de cuarcita bien estratificados en capas de 10 a 30 cm., con algunos bancos más potentes y con intercalaciones de pizarras arenosas, micáceas, de colores rojizos. (En los dos puntos señalados en el mapa se han recogido ejemplares de *Cruziana furcifera* d'Orb.)

En toda la serie, y fundamentalmente en los tramos superiores, es muy frecuente la presencia de ripple-marks y de estratificación cruzada.

Todos estos sedimentos debieron depositarse en un medio de intensidad media a débil y a escasa profundidad. La zona de tránsito (Serie de transición) entre este tramo y las pizarras del Llandeilo-Caradoc es como sigue: Inmediatamente encima del último estrato de la formación cuarcítica siguen 35 m. de pizarras, y a continuación 25 m. de cuarzo-arenita y cuarcitas con escaso cemento ferruginoso; 33 m. de alternancias de cuarzo-arenitas con matriz arcillosa y argilolitas limosas; 7 m. de argilolitas limosas con cemento ferruginoso; 5 m. de cuarzo-arenita con matriz arcillosa; 50 m. de argilolita limosa con cemento ferruginoso; 3 m. de cuarzo-arenita; 1,5 m. alternancia de argilolita limosa con limolitas arcillosas; a partir de este último paquete se inicia la serie francamente pizarrosa del Llandeilo-Caradoc.

En la zona oriental, a partir del meridiano del vértice Veiga, la serie Ordovícica Inferior va haciéndose gradualmente más blanda, y aunque todavía existen potentes bancos de cuarcitas duras, con ellos alternan en mayor o menor proporción otras cuarcitas más bastas y blandas y niveles más o menos potentes de pizarras arenosas.

En las columnas estratigráficas de la Hoja se adjunta el corte desde el Puerto Manzanal hasta el cementerio del pueblo Manzanal del Puerto, correspondiente a la serie Ordovícica Inferior.

1.4. ORDOVICICO MEDIO-SUPERIOR 0₂₋₃

Se distinguen dos zonas: a) noroccidental, y b) zona del sinclinatorio de Folgoso del Monte.

Zona noroccidental.

Comprende más de 500 m. (no se conoce base) de sedimentos pizarrosos distribuidos de muro a techo a partir del primer afloramiento en: 60 m. de argilolitas con abundante cuarzo, tamaño limo; 100 m. de argilolitas limosas con algunos niveles de limolitas con arena; 50 m. de limolitas arenoso-limosas con abundante matriz arcillosa; 50 m. de argilolitas limosas, con algunas pasadas de limolitas; 60 m. de limolitas arcillosas con niveles intercalados de argilolitas; 100 m. de limolitas arcillosas con abundantes intercalaciones de argilolitas, y 70 m. de argilolitas limosas con intercalaciones de limolitas arcillosas. No se han encontrado fósiles (SAMPELAYO cita *Calymene tristani* en Congosto) en esta serie, pero sí en pisos superiores, por lo cual no cabe duda con respecto a su edad.

En el sur de la Hoja (sinclinorio de Folgoso del Monte), a continuación de la Serie de transición, sigue un paquete de pizarras arcillosas oscuras sin carbonatos ni componentes arenosas, intensamente plegados y con una esquistosidad muy penetrativa que borra totalmente la estratificación. Potencia aproximada, más de 400 m. A continuación las capas se hacen más arenosas, pudiéndose separar un paquete de 30-40 m. de cuarzo-arenita, en estratos de hasta 50 cm., con finas intercalaciones de bancos arcillosos. (Intercalaciones arenosas inferiores del sinclinal de Castrillo de G. Nollau.)

Este tramo detrítico falta en la zona oriental del sinclinal.

A continuación vienen algunos metros de pizarras arcillosas con algunos tramos más arenosos, e inmediatamente las capas de hierro sedimentario (véase capítulo de geología económica) que originan crestones en la topografía.

Encima de las capas ferríferas se encuentra una potente y monótona serie de más de 200 m. de pizarras arcillosas (argilolitas) oscuras, gris azuladas puras, afectadas por una fuerte esquistosidad, por lo cual el valor que se atribuya a su potencia únicamente puede considerarse apreciativo.

El nivel inferior a las capas ferríferas contiene *Didymograptus murchisoni*, Beck, Zona 7 E.-O.

En el sinclinorio de Brañuelas, las litofacies son muy parecidas a las anteriores (sinclinorio de Folgoso), pero afectadas en parte por metamorfismo térmico. Contiene *Didymograptus murchisoni*, Beck, Zona 7 E.-O., y posibles *Homalonotus*?, así como restos de Trilobites no clasificables.

1.5. SILURICO

Pueden distinguirse dos zonas de diferentes características litoestratigráficas.

a) Serie noroccidental.

Las cuarcitas situadas inmediatamente encima de las pizarras de Congosto (Ordovícico Medio-Superior) carecen totalmente de fauna; se han atribuido al Llandoveryense Inferior, debido a que las pizarras de su techo han proporcionado una rica fauna del Llandoveryense Superior.

La serie está formada de muro a techo por: (S_{q11-12}^{A-A}) 130 m. de cuarcitas y cuarzo-arenitas en niveles de 10-30 cm. distribuidos de forma irregular. Hacia la parte superior (a 30 m. del techo) existen algunas intercalaciones de argilolitas con limo en bancos de 10 cm. $\approx$; (S_{p11-12}^{A-A}) 110 m. de argilolitas limoso-arenosas en alternancias con limolitas arcillosas en bancos de 10-20 centímetros. (Muy buenos ejemplares de ripple-mark, marcas de carga.) Existen en este tramo algunos niveles de cuarzo-arenitas; (S_{q11-12}^{A-A}) 40 m. de cuarcitas que hacia la parte superior pasan progresivamente a cuarzo-arenitas, y finalmente más de 200 m. (S_{12}^A) de pizarras con algunos nivelillos intercalados de limolitas con abundante matriz arcillosa y de cuarzo-arenitas.

En la base de este último paquete se encuentran:

Monograptus priodon (Bronn) 22-29 E.-O. y *Monograptus pandus* (Lapw) 22-24 E.-O.

b) Serie meridional.

Como en la zona noroccidental, se inicia el corte por un paquete de cuarzo-arenitas; en detalle se tiene lo siguiente: 23 m. de cuarzo-arenitas con matriz arcillosa. Abundante mica (algunos niveles son de cuarcitas); 38 m. de cuarcitas y cuarzo-arenitas, con intercalaciones de pizarras (argilolitas) de 15 cm. $\approx$ de espesor; 40 m. de cuarzo-arenitas de matriz arcillosa (hay también intercalaciones de argilolitas); 35 m. de cuarcitas limosas con matriz arcillosa (algunas intercalaciones de argilolita); 15 m. de cuarcitas con mica; 5 m. de cuarcitas con paso a cuarzo-arenita; 28 m. de cuarzo-arenita con abundante matriz arcillosa. Intercalaciones de niveles de limolitas y argilolitas limosas; 8 m. de cuarzo-arenita con matriz arcillosa; 18 m. de cuarcita con abundante mica, y finalmente (S_{11-12}^{A-A}) 18 m. de argilolitas limosas (S_{12}^A) con abundante cantidad de menas metálicas, que contienen la fauna siguiente:

Streptograptus lobiferus, Mac Coy, Zona 19-21 E.-O.; *Demiras trites convolutus* His, Zona 20 E.-O.; *Deminastrites triangulatus*, Hark, Zona 19 E.-O.; *Rastrites cf. setiger*, Zona 19-21 E.-O.; *Monograptus Clingani*, Carr, Zona 20 E.-O.; *Monograptus regularis*, Törnq, Zona 19-22 E.-O.

1.6. CARBONIFERO

En discordancia transgresiva sobre las formaciones anteriores (cuarcitas cambro-ordovícicas y pizarras del Llandello-Caradoc) yace una potente formación abundante en flora fósil que permite datarla como Estefaniense.

La mayor parte del Estefaniense de la Hoja fue estudiado detalladamente por J. DEL VALLE y C. FELGUEROSO. Su trabajo, una vez revisado y completado, ha servido para cartografiar este terreno y exponer sus características tecto-estratigráficas.

Al objeto de mostrar más claramente la estructura, se ha dividido el Estefaniense en cuatro tramos, aun cuando esta división no esté claramente justificada estratigráficamente, dada la gran semejanza litológica existente entre ellos.

La potencia de las capas en la cuenca es bastante constante en dirección E.-O., sobre todo en los tres primeros tramos, siendo muy variable en dirección N.-S.; variación justificada por el acúñamiento de las capas y por las Irregularidades del sustrato.

Tramo inferior H_c^B ₃

Comienza por un conglomerado rojizo, poligénico (formado fundamentalmente por cantos bien rodados de cuarcitas y pizarras y cemento arenoso) y heterométrico, con algunas intercalaciones lentejonares de pizarras arcillosas en las cuales se encuentra ya flora Estefaniense. Se extiende por el borde sur de la cuenca, donde alcanza una potencia de 125-150 m., potencia que disminuye rápidamente hacia el norte.

Encima de los conglomerados y en tránsito insensible, se encuentra un paquete de 250 m., aproximadamente, formado por una alternancia de areniscas gruesas, pudingullas y pizarras con algunas capas de carbón. Como puede observarse en el mapa geológico, en la zona NE. ha desaparecido este tramo, ya que en contacto con las pizarras del Llandello-Caradoc se encuentra el tramo superior.

Tramo medio H_p^B ₃

Tramo menos detrítico que el anterior, caracterizado por el predominio de las pizarras arcillosas con algunas intercalaciones de areniscas grauwacas en estratos potentes. En la base, y sobre todo hacia el O., todavía son frecuentes las areniscas y microconglomerados, disminuyendo gradualmente conforme se asciende en la serie. La potencia de este tramo es de unos

280 m., disminuyendo hacia el N., como ya se dijo anteriormente. En este tramo hay varias capas de carbón.

B
Tramo alto H_{cg}
3

Caracterizado por: 180 m. en la base, en los que alternan areniscas, pizarras y microconglomerados con predominio detrítico; siguen 175 m. de pizarras arcillosas con algunas intercalaciones de areniscas; encima viene un paquete de 150 m., fundamentalmente detrítico, y finalmente 150 m. de alternancias pizarro-areniscas.

Las capas de carbón se encuentran en los dos paquetes detríticos, siendo el tramo pizarroso prácticamente estéril.

Los conglomerados de Folgoso de la Ribera, asimilables a los situados al E. de Almagarinos, tienen mayor contenido en cantos de pizarra y tamaño mucho más variable que los del sur de la cuenca, por ello y por su posición estratigráfica deben corresponder al segundo paquete detrítico de este tramo, aun cuando en la cartografía estén incluidos en el tramo superior.

B
Tramo superior H_s
3

500 m. de alternancias de pizarras y areniscas, con predominio de estas últimas.

En resumen, el Carbonífero está reducido al Estefaniense, llegando quizá al Autuniense. Tiene una potencia de 1.800 m. aproximadamente, y está formado por una alternancia monótona de pizarras arcillosas y areniscas.

B
Estefaniense indeterminado H
3

Al norte de Folgoso de la Ribera se encuentra una pequeña franja estefaniense, formada fundamentalmente por pizarras arcillosas, limitada al S. por terrenos terciarios, y al N. por una falla, y que en la cartografía figura como Carbonífero indeterminado, por no conocer con exactitud su posición estratigráfica dentro de los cuatro tramos citados anteriormente.

Bb-Bc
1.7. Terciario T
11-11

Caben distinguir dos zonas dentro de los afloramientos terciarios: a) Zona Central, y b) Zona Oriental.

La Zona Central y morfológicamente más deprimida de la Hoja forma parte de la cuenca intermontañosa del Bierzo, rellena por sedimentos continentales de edad probablemente Vindobonense, en razón de su semejanza con los de la cuenca del Duero.

SLUITER y PANNEKOEK distinguen en su trabajo sobre la sedimentología y geomorfología del Bierzo, cuatro facies dentro del conjunto de los depósitos continentales, son éstas: Facies de las Médulas, Facies de Santalla, Facies de Vega de Espinareda y Facies de Fresnedo.

El Terciario de la Hoja está comprendido íntegramente en la facies de Santalla, caracterizada por sedimentos de color pardo rojizo, arenosos y arcillosos, con algunas intercalaciones de grava.

Predominan los sedimentos de grano fino, siguiéndole en importancia los depósitos arenosos, dentro de los cuales se encuentran algunos tramos de grano más grueso, siendo más escasos los depósitos de gravas.

En las arenas, la fracción mayor está formada por fragmentos de pizarras, siendo menos abundantes los de cuarcitas.

En los depósitos más finos domina el cuarzo, aunque se encuentran también feldespatos poco alterados, biotita y moscovita, todos en granos angulosos. Entre los minerales arcillosos predomina la illita.

Las gravas están formadas fundamentalmente por cantos de cuarcita, siendo menos abundantes los de pizarra.

Los depósitos se encuentran en estratos cuya potencia varía de 10 cm. a 2 m.

Si se comparan estos sedimentos con los de Las Médulas (conglomerados rojizos formados por cantos de pizarra fundamentalmente), se observan numerosos puntos de relación, en la granulometría, minerales pesados, color, etc., lo cual sugiere un origen común, representando la facies de Las Médulas la parte conglomerática, y la de Santalla la parte fina de un mismo aporte sedimentario.

Zona Oriental

Los depósitos de esta zona, denominados por SLUITER y PANNEKOEK facies de Astorga, están formados por:

- a) Conglomerados rojos, que presentan muchas semejanzas con los de Las Médulas.
- b) Arenas finas pardo-amarillentas.

Las curvas granulométricas de una parte de los depósitos son muy semejantes a las de un suelo de alteración, otras presentan un carácter débilmente fluvial, mientras que los depósitos restantes están muy mal clasificados. Estos depósitos recuerdan a los del Bierzo, salvo en lo que concierne al color, a veces grisáceo, y al porcentaje menos elevado de elementos finos. También la distancia de transporte ha debido ser menor.

1.8. CUATERNARIO

a) Depósitos de pie de monte y rañas (Qc).

La formación de rañas (depósitos de cantos poco rodados, extendidos sobre extensas áreas) y depósitos de pie de monte se atribuyen a un episodio de erosión de posible edad Villafraquense.

Las rañas ocupan superficies de no mucha pendiente, mientras que los depósitos más potentes (fanglomerados) se forman entre una zona elevada y una región deprimida. Se originaron ambos en un clima muy árido, con lluvias intermitentes y torrenciales.

En la cartografía se han representado estas formaciones con el mismo signo que los aluviones más recientes ante la imposibilidad de efectuar una separación acertada.

b) Terrazas. Siguiendo a SLUITER y PANNEKOEK se distinguen cinco niveles de terrazas.

Terraza 1 (Q_{1G}) de altura relativa, 60-95 m., ocupa gran extensión en el área estudiada. Los depósitos, arenas pardo-rojizas fundamentalmente, son procedentes de los sedimentos terciarios. El aporte de sedimentos gruesos (gravas, etc.) de los montes circundantes es todavía muy escaso.

Terraza 2 (Q_{1M}) (altura relativa, 30-35 m.), se originó después de un ahondamiento fluvial importante. Los depósitos consisten en gravas, arenas y arcillas de color grisáceo.

Terraza 3 (Q_{1R}), altura relativa, 10-20 m.

Terraza 4 (Q_{1W}), altura relativa, 2-7 m. Los depósitos consisten fundamentalmente en gravas y arenas.

Terraza 5 (Q), debe considerarse como un depósito actual de grandes avenidas.

La ausencia de fósiles hace que la edad atribuida a las terrazas se haga con grandes reservas.

La terraza baja (T_4) podría ser atribuida, como se hace generalmente, al Würm.

La terraza alta (T_1) podría atribuirse al Günz. La T_2 al Mindel y la T_3 al Riss.

1.9. LITOFACIES

Las denominaciones descritas en la estratigrafía corresponden a los términos utilizados en los cortes sedimentológicos, en los cuales se ha dado mayor énfasis a la composición original de las rocas y cuya descripción se incluye a continuación. En el apartado de Petrografía y Metamorfismo se

adjunta, por el contrario, la clasificación de las rocas de la Hoja, dando preferencia al grado de metamorfismo que poseen.

1) *Argilolitas*: (A veces llegan a ser prácticamente pizarras.) Son las denominadas en campo como pizarras. Al microscopio corresponden a una roca con aproximadamente el 85 por 100 de arcilla y el resto por cuarzo, tamaño limo a arena fina, granos por lo general bastante bien redondeados (subredondeados). Se presenta una cierta orientación bandeada, que viene muy marcada por los cristales de cuarzo y micas presentes en la roca. Son muy frecuentes los cristales de cloritas, *cloritoide*, que cuando se encuentran presentan una clara orientación de su eje mayor. Hay que hacer destacar, como es lógico suponer, que en las argilolitas en que se encuentran estos componentes son las que presentan una textura más pizarrosa.

Las argilolitas suelen presentar cemento ferruginoso (ocres) en una proporción muy variable, pero sin ninguna relación con su posición estratigráfica. Así, junto a muestras que sólo tienen aproximadamente el 5 por 100 de cemento, hay otras que incluso llegan a superar el 50 por 100.

El hierro presente no lo es solamente como cemento. Se señala también la presencia de menas metálicas ferruginosas, en su mayor parte *pirita primaria*.

2) *Limolitas arcillosas*: Dentro de los tramos distinguidos en el campo como pizarras (argilolitas, anteriormente reseñadas), pueden distinguirse algunos niveles prácticamente en alternancia con argilolitas, que al microscopio corresponden a limolitas arcillosas, si bien macroscópicamente, en el campo, resulta muy difícil o prácticamente imposible distinguirlas de las argilolitas.

Corresponden a rocas detríticas, con un contenido en cuarzo tamaño limo de aproximadamente el 60 por 100, cantos bastante bien redondeados, con una matriz arcillosa y cemento, en proporción muy variable, ferruginoso.

La orientación de los cristales de cuarzo y mica es muy manifiesta, y a veces se dan texturas ojasas que recuerdan bastante a la gneísica; esto se debe, con bastante certeza, a una deposición en régimen de corrientes.

La alternancia reflejada entre argilolitas y limolitas se da muchas veces incluso a escala microscópica, donde se observan a veces «microperfiles de erosión». Esto nos indica hasta qué punto se ve sometido el depósito a un régimen de corrientes.

A veces, dentro de las limolitas, hay un relativo contenido en cuarzo tamaño arena, que a veces se dispone también en bandas. Correspondería a momentos de una mayor intensidad de corrientes.

Dentro de este tipo de rocas se encuentran como accesorios: clorita, algo de turmalina y circón.

3) *Cuarzo-arenitas*: Son las denominadas en campo como *cuarcitas* en s. lato. Al microscopio han podido distinguirse entre verdaderas cuarcitas, y en

mayor grado cuarzo-arenitas, que son las que pasamos a describir a continuación.

Las *cuarzo-arenitas* corresponden a rocas terrigenas con un contenido en cuarzo que llega a ser aproximadamente de un 90 por 100. Cuarzo que está muy bien redondeado por lo general. Suele existir escaso cemento, siempre de naturaleza ferruginosa, y también muy escasa matriz arcillosa.

En algunas muestras, y esporádicamente, se señala la presencia de cristales de plagioclasa; suelen aparecer éstos hacia la parte más alta de la serie.

Dentro de las cuarzo-arenitas son muy escasos los componentes accesorios. Destacan como más importantes o característicos la turmalina y circón.

Hay que hacer constar que muchos de los cuarzoes presentes son de metacuarcita.

4) *Cuarcitas*: A veces, intercaladas con las anteriores, y por lo general, únicamente en los tramos superiores se tienen auténticas cuarcitas, en donde aparece como mineral accesorio el circón. No hay ningún criterio para distinguir una cuarcita de un punto a otro, todas presentan idénticas características.

Puede hacerse, y siempre sin ninguna relación estratigráfica y esporádicamente, una diferencia de orden textural: *el tamaño de grano* en unas es muy pequeño (limo), y en otras, tamaño arena fina a media, según provenga del metamorfismo de limolitas o cuarzo-arenitas, respectivamente.

5) *Pizarras*: Son las distinguidas en campo como pizarras negras. Al microscopio son difíciles de estudiar, porque se presentan como una *argilolita* metamorfozada, dando una gran cantidad de micropliegues. Presentan abundante cemento ferruginoso. No se han podido distinguir minerales accesorios más que clorita.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

Los grandes rasgos tectónicos de las Cordilleras Galaico-Astur-Leonesas pueden resumirse, de acuerdo con F. MATTE, en los siguientes términos:

Las estructuras hercínicas se incurvan en arco más o menos concéntricas, dando una virgación de convexidad oeste. Esta virgación es completa en las zonas externas e incompleta en las internas.

El aumento de la deformación, del metamorfismo y del plutonismo hercínico hacia el oeste y sudoeste perpendicularmente a las estructuras, así como la vergencia general de los pliegues y mantos hacia el centro del arco, permiten diferenciar, en las cadenas, zonas externas (orientales) e internas (occidentales).

Entre la orogénesis precámbrica y la orogénia hercínica no existen plegamientos importantes.

La tectónica hercínica se caracteriza por la presencia de dos fases fundamentales de plegamiento superpuestas, la primera de las cuales y más importante dio lugar al esqueleto de las cadenas, mientras la segunda sólo adquiere importancia en las partes internas de la virgación, donde origina estructuras con planos axiales subverticales más o menos paralelos a los de la primera fase.

Las deformaciones hercínicas posteriores a la segunda fase no han originado megaestructuras.

El metamorfismo hercínico comenzó durante la primera fase del plegamiento y terminó generalmente antes de la segunda.

La mayoría de los granitos hercínicos son coetáneos con la segunda fase de plegamiento o posteriores.

2.2. TECTONICA DE LA HOJA (OROGENIA HERCINICA)

2.2.1. Introducción.

La Hoja de Bembibre se encuentra enmarcada al sureste de las zonas externas del arco Astur-Leonés.

Las estructuras fundamentales (conjunto de anticlinales y sinclinales con fallas longitudinales) originadas por la primera fase tectónica son más o menos evidentes en la mitad sur de la Hoja, donde la topografía refleja en gran parte la naturaleza y disposición de los materiales hercínicos. No ocurre así con la mitad norte, donde los sedimentos posthercínicos y los movimientos alpinos impiden relacionar directamente los afloramientos del paleozoico hercínico situado en uno y otro flanco de la cuenca del Bierzo.

2.2.2. Fases de plegamiento hercínicas.

En la región falta gran parte del Paleozoico Superior, por lo cual hay que situar las fases de plegamiento en un límite amplio de tiempo, concretamente entre el Devónico Inferior, último tramo datado (aunque no dentro de la Hoja), e intensamente plegado, y el Estefaniense (primer terreno netamente discordante sobre el sustrato). Dentro de la Hoja cabe distinguir dos fases tectónicas, la primera (fase A) de las cuales coincide con la fase 1 de Matte, que afecta a toda la región, como ya se indicó anteriormente, mientras la 2.ª fase (fase B) habría que asimilarla a las que el citado autor considera como movimientos póstumos, no entrando en la Hoja pruebas de la existencia de la fase 2 de Matte, que afecta a zonas más internas.

Los esfuerzos que originan estas fases tectónicas afectan de muy diferente manera a los distintos tramos litológicos, en relación con su competencia, como más adelante se verá.

2.2.2.1. Fase principal del plegamiento (A).

La primera y principal fase de plegamiento hercínico afectó a todos los terrenos preestefanienses de la Hoja. Se originó por esfuerzos de dirección general norte-sur aproximadamente, esfuerzos causantes de las grandes y pequeñas estructuras de ejes este-oeste generalmente horizontales o ligeramente inmersos hacia el oeste.

En la parte suroccidental de la Hoja las estructuras se curvan hacia el norte, hasta adquirir un rumbo NO.-SE., lo cual puede ser debido a un cambio de dirección de esfuerzos, o bien a la influencia de la fase B ortogonal a la 1.ª, pues es en esta zona donde se manifiesta más intensa. Igualmente, a partir del meridiano de Argañoso, las estructuras giran ligeramente hacia el S.

La intensidad de los esfuerzos causantes de la fase A, con ser grande no es excesiva en esta zona, ya que las grandes estructuras responden a plegamientos cilíndricos y a veces a pliegues ligeramente volcados de pequeña o mediana escala.

Los elementos estructurales son designados de acuerdo con la nomenclatura adoptada por TURNER y WEISS (1963), se han denominado como sigue:

S₁ — Estratificación. En el Cámbrico se aprecia por la alternancia de franjas de distinta composición. En las cuarcitas de Ordovícico Inferior se aprecia bien, salvo en los afloramientos aislados y muy diaclasados. En las pizarras del Llandeilo-Caradoc está enmascarada por la pizarrosidad S₂, y sólo es observable cuando excepcionalmente existen algunos tramos más arenosos. En las cuarcitas superiores se encuentra muy afectada por S₂, aunque generalmente es posible reconocerla, y finalmente, en el Silúrico arcilloso se marca por la presencia de finos estratos cuarcitosos en la gran masa de pizarras.

S₂ — Pizarrosidad o esquistosidad de la 1.ª fase.

S₃ — Crucero de clivo-deslizamiento (strain slip cleavage, o plano axial de los Kink Band). No se observa en los mesopliegues de la 2.ª fase.

2.2.2.2. Grandes estructuras de la fase A.

Pueden distinguirse dentro del área ocupada por la Hoja las siguientes grandes estructuras:

- a) Anticlinal del Redondal, que con dirección E.-O. aproximadamente atraviesa la parte central de la Hoja.
- b) Sinclinal de Brañuelas, situado al norte del anterior y con igual dirección.
- c) Sinclinal de Folgoso del Monte, situado al sur del anticlinorio del Redondal y con igual dirección.
- d) Anticlinorio de Somoza.

2.2.2.3. *Anticlinorio del Redondal.*

Ocupa una amplia franja de anchura variable (oscila entre 3 y 7 km.) que corre de este a oeste, coincidiendo topográficamente con las cotas máximas de la zona (altos de la Matona, Redondal, Pico de la Veiga y Buey Mayor).

Este anticlinorio, ocupado por la serie cuarcítica del Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, cuyas estructuras poseen ejes bastante horizontales de dirección general E.-O., se prolonga hacia el Este por la Hoja de Benavides; ocultándose bajo el Terciario de la Meseta Castellana, y hacia el O. termina en la llanura del Bierzo, a la altura de Onamio, después de haber girado 30° hacia el norte.

El hecho de estar formado por un material tan competente ha sido la causa de que no presente estructuras muy comprimidas, siendo cilíndrico el tipo de plegamiento y únicamente en la fase de transición a las pizarras del Llandeilo existan mayor número de repliegues e incluso más comprimidos, llegando a ser verticales o ligeramente volcados.

Como se observa en el mapa geológico, existen dentro de la gran masa cuarcítica afloramientos pizarrosos del Llandeilo-Caradoc en el núcleo de sinclinales, cuyos ejes presentan ligeras ondulaciones.

Pueden distinguirse tres zonas dentro de este anticlinorio:

- a) Zona oriental, que se extiende desde el extremo de la Hoja hasta el meridiano de Santibáñez de los Montes.
- b) Zona central, desde el límite con la anterior hasta la garganta de Matavenero, y
- c) Zona occidental.

a) *Zona Oriental.*

Se caracteriza por una serie de pliegues suaves, generalmente observables en la fotografía aérea, pero difíciles de reconocer en el campo, salvo en los cortes de la carretera general. La superficie de erosión coincide aproximadamente con las últimas capas del Ordovícico Inferior, pues en algunos sinclinales, y a favor de ondulaciones en el eje del pliegue, afloran las pizarras del Ordovícico Medio. La estructura más notable, situada al norte de esta zona, es el anticlinal del Vértice Cruz, anticlinal muy suave, buzando ligeramente hacia el O., cuyo flanco norte aparece incompleto por efecto de una falla longitudinal.

b) *Zona Central.*

El afloramiento cuarcítico del anticlinorio se estrecha mucho en ella, y no ha sido posible localizar los pliegues que indudablemente deben existir aquí, a pesar de los numerosos itinerarios realizados. Ello debe ser debido

a que las estructuras están bastante comprimidas (como se ha podido comprobar en algún pliegue aislado), con un plano buzando fuerte (alrededor de 70°) y el otro vertical o subvertical, y al ser erosionadas, únicamente se observa (es necesario considerar la densa vegetación) de trecho en trecho algún estrato aislado.

Es curioso señalar cómo en el flanco sur de esta zona se observan pasos bruscos del tramo cuarcítico al pizarroso, justificados por la presencia de pliegues de tamaño reducido (como puede verse en la cartografía), y en los cuales el eje presenta buzamientos dignos de consideración.

c) *Zona Occidental.*

Muy escasa en afloramientos, dada la abundantísima vegetación, y donde tampoco la fotografía aérea permite obtener muchos datos. Únicamente, basándose en el corte de la garganta de Matavenero (corte IV-IV) y en una toma casi exhaustiva de direcciones, buzamientos, esquistosidades y lineaciones, ha podido interpretarse su estructura. Consiste ésta en una serie de pliegues más o menos suaves cortados por varias fallas longitudinales que van hundiendo las estructuras de sur a norte. Es digno de destacar el anticlinal más septentrional, que se extiende desde Castropodame hasta el meridiano de Santa Marina de Torre; presenta buzamientos suaves en ambos flancos y horizontales o subhorizontales en el núcleo. Las lineaciones medidas permiten precisar cómo el eje del pliegue se sumerge en direcciones opuestas en uno y otro extremo.

2.2.2.4. *Sinclinorio de Brañuelas.*

Ocupa parte de las Hojas núms. 10 (Benavides), 127 (Noceda) y 128 (Rieilo); concretamente en la Hoja de Bembibre pueden distinguirse tres zonas: a) Oriental; b) Central, y c) Occidental.

a) *Zona Oriental.*

Se extiende desde el límite de la Hoja hasta el meridiano de Montealegre, donde desaparece soterrada por sedimentos estefanienses discordantes. Afloran en ella únicamente sedimentos ordovícicos, parte de los cuales están afectados por metamorfismo térmico.

Pueden distinguirse en ella dos áreas pizarrosas del Llandeilo-Caradoc (separadas por una amplia zona ocupada por terrenos terciarios), de características petrográfico-estructurales muy diferentes. La zona meridional (donde predominan los sedimentos pelíticos) comprende una monótona serie de pizarras, en las cuales únicamente es posible conocer la dirección de los pliegues por medidas de la esquistosidad. En la zona situada al norte del recubrimiento terciario, junto a las típicas pizarras, se encuentran estra-

tos asimismo pizarrosos, pero de mayor tamaño de grano y de mayor dureza, lo cual hace que en las fotografías aéreas se aprecien perfectamente anticlinales y sinclinales. En cuanto a la morfología de estos pliegues, creemos se trata de estructuras cuyos dos flancos buzán en direcciones opuestas, con flancos norte presentando mayor buzamiento que los sur. Sin embargo, en los diagramas estructurales no se han encontrado buzamientos suficientes hacia el sur, lo cual podría indicar estructuras volcadas. De todas maneras nos inclinamos por pliegues del tipo anteriormente citado, ya que en la extensa área ocupada en la Hoja por las pizarras del Llandeilo-Caradoc no se han encontrado pliegues (meso y micro) isoclinales, ni siquiera con flancos buzando en el mismo sentido, explicando lo expuesto anteriormente por el hecho de que la esquistosidad al buzarse al norte y ser muy intensa o penetrativa haya borrado los flancos norte de los pliegues.

b) y c) *Zonas Central y Occidental.*

Se consideran formando parte del sinclinorio de Brañuelas, aun cuando sus relaciones con los restantes terrenos paleozoicos de la Hoja no estén suficientemente claras, dada la enorme extensión de terrenos posthercínicos que los separa y la influencia de los grandes accidentes tectónicos que originaron la cuenca del Bierzo.

La zona central, formada por terrenos silúricos, constituye un anticlinal cortado por una falla este-oeste que hunde el flanco sur.

La zona occidental, formada por terrenos ordovícicos y silúricos, está suavemente plegada y afectada por numerosas fallas que impiden conocer sus relaciones con la zona central.

2.2.2.5. *Sinclinorio de Folgoso del Monte.*

Se encuentra situado al sur del anticlinorio del Redondal, siendo sus estructuras paralelas a las de éste. Esta gran estructura no presenta el flanco sur al estar cabalgada por sedimentos cámbricos del anticlinorio de Somoza.

Presenta estructuras suaves (pizarras del Llandeilo-Caradoc) en el flanco norte (zona oriental) y muy comprimidas en el núcleo del sinclinal, a pesar de estar ocupado éste fundamentalmente por el tramo competente de las cuarcitas superiores.

El diagrama de S_1 y S_2 en las pizarras ordovícicas de Viforcós muestra claramente estructuras suaves cilíndricas; sin embargo, hacia el centro y occidente de la Hoja se encuentran estructuras más comprimidas.

Las estructuras más visibles de este sinclinorio se encuentran en su núcleo (formado fundamentalmente por cuarcitas superiores y pizarras del Llandovery). Tienen los planos axiales verticales en la zona oriental, vergentes al norte en la zona central, y hacia el sur en la zona occidental (en esta última zona puede comprobarse en las explotaciones de Wagner y Vivaldi,

que las capas buzantes unos 70° al norte están invertidas). Las áreas con buzamientos contrarios están separadas por una zona de fallas transversales a la estructura, situada en los alrededores de Folgoso del Monte.

El estudio detallado de este sinclinorio (cuyas tareas van a iniciarse próximamente por la E. N. Adaro) será de gran interés para descifrar en detalle la estructura de las capas ferruginosas, pero sin duda será tarea muy laboriosa, ya que la estratigrafía se encuentra muy enmascarada con la esquistosidad primaria que afecta a todas las rocas del sinclinorio.

2.2.2.6. *Anticlinorio de Somoza.*

En el extremo meridional de la Hoja afloran terrenos del Cámbrico Superior, pertenecientes al flanco norte del anticlinorio de Somoza, que cabalgan sobre el sinclinorio de Folgoso del Monte.

El citado cabalgamiento tuvo lugar posiblemente durante la primera fase tectónica.

Los pliegues en los sedimentos cámbricos de la Hoja son isoclinales o volcados, con vergencia hacia el sur. Las estructuras mayores no se muestran claramente; sin embargo, sí se han visto capas invertidas y mesopliegues volcados en las proximidades de Molinaseca, Focebadón, etc.

En el diagrama adjunto de polos a S_1 muestra claramente el tipo plegamiento, así como la influencia de la 2.ª Fase tectónica.

2.2.2.7. *2.ª Fase de plegamiento.*

No varían las direcciones tectónicas marcadas por la fase principal, con la cual es casi simultánea, como lo demuestra la dispersión de sus ejes según un círculo máximo, a la vez que en cada punto se conserva la perpendicularidad entre los ejes de ambas fases.

La fase B o segunda únicamente se presenta con claridad en los terrenos del Cámbrico Medio-Superior (flanco norte del anticlinorio o río de Somoza, comprimido sobre las pizarras del Llandeilo-Caradoc) y en algunas zonas cuarcíticas del anticlinorio del Redondal. Está ocasionada por esfuerzos de compresión este-oeste, los cuales originan pequeñas y medianas estructuras (típicas de compresión) que no alteran la dirección marcada por la fase principal.

Los pliegues típicos de esta fase son pliegues en «V» o «chevrons», centimétricos o decimétricos, encontrándose algunos superiores al metro. Aparecen también algunos pliegues en forma de «Z» (Fig. 1).

En las cuarcitas del Ordovícico Inferior (anticlinorio del Redondal) se muestra la 2.ª Fase, en forma de ondulaciones en los estratos, sobre todo cuando son horizontales o subhorizontales, como se observa en el Vértice Cruz. En otros casos, como ocurre al este del puerto de Mauranol (alrede-

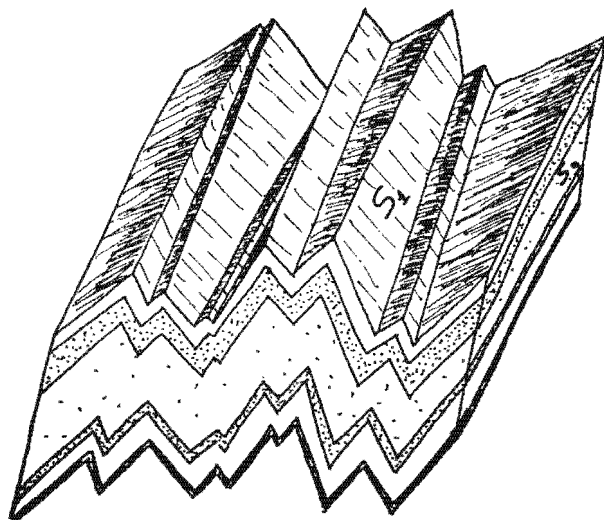


Figura 1

dores de la estación de servicio], los esfuerzos de esta fase han originado verdaderos mesopliegues transversales a los pliegues principales.

En los pisos superiores al Ordovícico Inferior no se han encontrado mesoestructuras atribuibles a esta fase; no obstante, en el diagrama correspondiente a la S_1 , hecho en la zona de Rodanillo, se aprecia perfectamente su existencia.

Correspondiente a la misma dirección de la 2.ª Fase se encuentran, en los terrenos pizarrosos, pequeños pliegues «King-Band» de ejes verticales o subverticales que afectan a la esquistosidad primaria y a la estratificación (Fig. 2), creando un «strain-slip cleavage» o esquistosidad de fractura, paralela a los planos axiales de los mesopliegues de la 2.ª Fase. El hecho de este paralelismo y causa [esfuerzos de compresión] inducen a pensar que esta deformación en las pizarras sea debida a la 2.ª Fase de plegamiento, si bien dentro del Cámbrico, lugar donde se aprecian con claridad los efectos de la 2.ª Fase; también existen los «Kink-Band», pudiendo estar, por tanto, ocasionado el «strain-slip» por fases tardías de acoplamiento que llevarían la misma dirección de la 2.ª Fase.

2.2.2.8. Mesoestructuras de la 1.ª Fase de plegamiento.

Las pequeñas y medianas estructuras de la fase principal de plegamiento obedecen a las mismas leyes que las grandes estructuras, a las que acom-

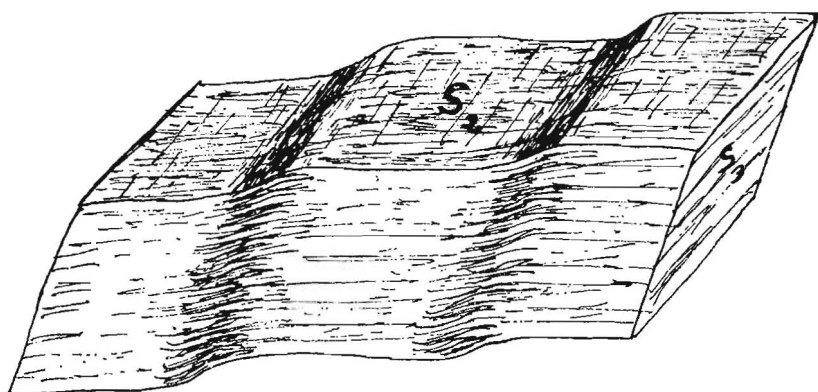


Figura 2

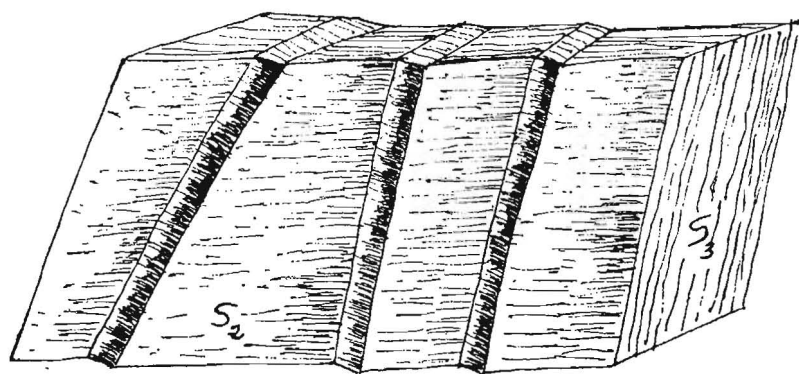


Figura 2'

pañan, por lo cual pueden considerarse como modelos reducidos de éstas, con las cuales coinciden generalmente en estilo y dirección.

La forma y tamaño de las mesoestructuras varía según el carácter (competencia y naturaleza) del material afectado, así como la esquistosidad de plano axial. Así, en las cuarcitas del Ordovícico Inferior no aparecen prácticamente las pequeñas estructuras, debido a la gran competencia y potencia de los estratos.

Dentro del Cámbrico, en el tramo caracterizado por una alternancia psam-

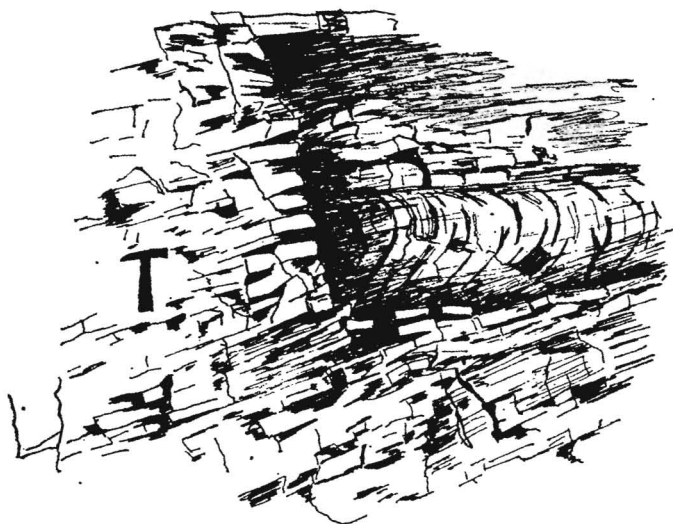


Figura 3

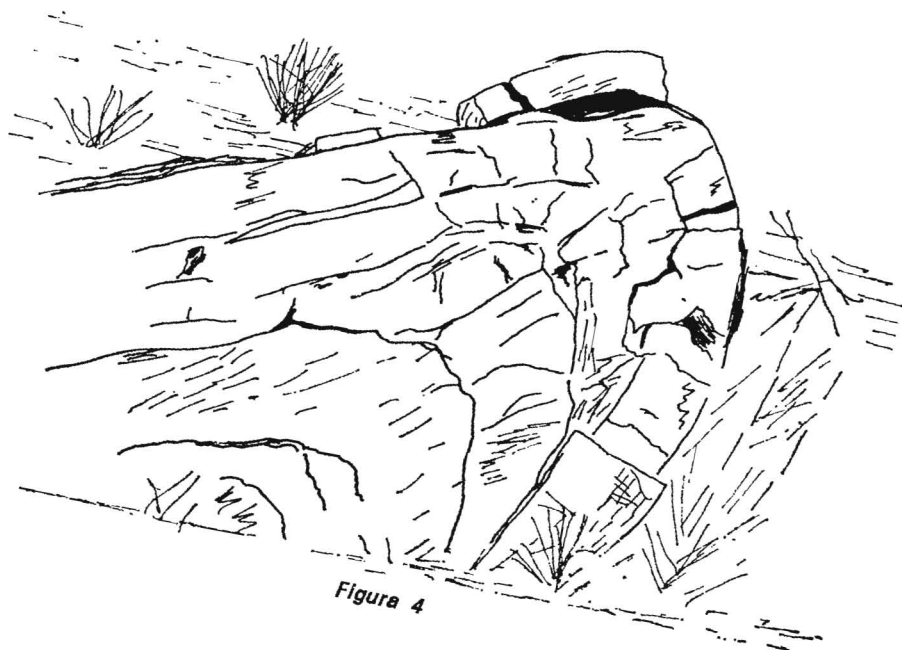


Figura 4



Figura 5

mítico-pelítica, se encuentran muy bien representadas estas estructuras. Pueden agruparse en tres tipos de pliegues (véanse figuras adjuntas):

- a) Pliegues isoclinales (Fig. 3), muy frecuentes en la carretera de Molinaseca a Riego de Ambroz.
- b) Pliegues similares volcados asimétricos en Foncebadón (Fig. 4).
- c) Pliegues suaves cilíndricos en Las Tejedas y alrededores de Foncebadón (Fig. 5).

En el Ordovícico inferior, los mesopliegues más representativos se encuentran en el tramo de transición al Llandeilo, como el pliegue cilíndrico fallado en su flanco norte, situado en el arroyo de Viforcós, aguas arriba

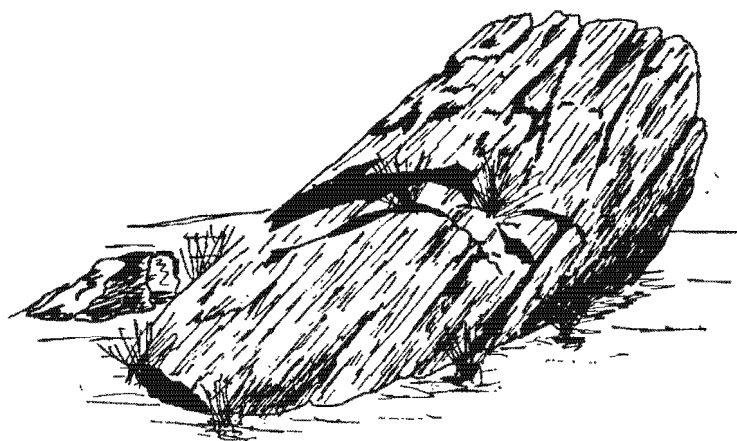


Figura 6

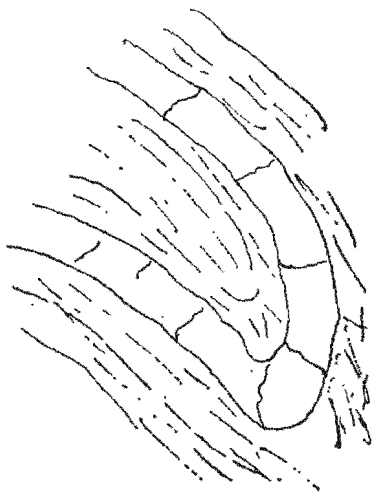
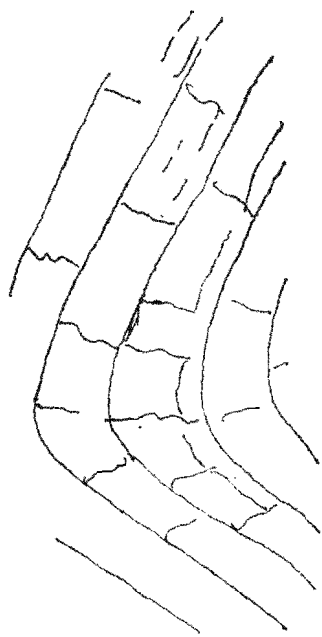


Figure 7

de este pueblo, y el situado junto al cruce del camino a Fonfría con la pista forestal (coordenadas militares 255.125 y 220.125).

En las pizarras del Llandeilo-Caradoc es sumamente difícil encontrar pequeños pliegues, pues han debido ser borrados por la esquistosidad correspondiente a la fase principal; únicamente se han encontrado un mesopliegue suave, cilíndrico, cerca de Viforcós, y otro de características análogas en las pizarras de Congosto, aunque casi con toda seguridad estas pizarras se encuentran también afectadas por pliegues más comprimidos y distorsionados.

En las cuarcitas superiores del sinclinorio de Folgoso (Coordenada 075.124), fuertemente comprimidas, se ha encontrado un mesopliegue isoclinal representado en la figura 6.

Finalmente, en las pizarras gotlandienses del NO. de la Hoja se encuentran diversos tipos de pliegues, incluso algunos volcados. Como se aprecia en la figura 7, encajan dentro de los tipos anteriormente descritos.

2.2.3. Esquistosidad.

Dentro de los plegamientos hercínicos pueden distinguirse claramente dos esquistosidades, correspondientes a las fases de plegamiento anteriormente citados.

La esquistosidad primaria o principal S_2 corresponde a la primera fase, afectando a todos los terrenos paleozoicos, excepción hecha del Estefanliense. En las cuarcitas cámblicas y ordovícicas se manifiesta por una esquistosidad de fractura incipiente, siendo ya una auténtica esquistosidad de fractura en las cuarcitas superiores. En los tramos pizarrosos se muestra un paso de esquistosidad de fractura o esquistosidad de flujo, encontrándose zonas dentro de las pizarras del Llandeilo-Caradoc donde se observa una auténtica esquistosidad de flujo.

Esta esquistosidad se mantiene paralela a los planos axiales de las estructuras principales.

Se han obtenido dos diagramas de polos a S_2 , uno en Viforcós y otro al norte de Brañuelas, viéndose claramente en ellos cómo S_2 se mantiene constante. En el primero se conserva vertical, y en el segundo buza fuertemente al norte.

Como se aprecia, S_2 está ligeramente afectada por S_3 , sin que en ningún caso llegue a borrarla. (Dispersión en el diagrama.)

Además de la esquistosidad principal, se distingue una esquistosidad secundaria o S_3 de fractura, de plano axial vertical y prácticamente de dirección N.-S. Se manifiesta bastante clara en algunas zonas, mientras en otras está poco marcada.

En las zonas donde los planos S_3 son más repetidos, se produce una disyunción de las pizarras en pizarrillas o pajuelas, consecuencia de la intersección de S_2 y S_3 , y cuyo tamaño varía lógicamente con la separación en-

tre los planos de S_3 . (Se aprecia muy bien este fenómeno en el barranco de Las Tejedas, coordenadas 080.102.)

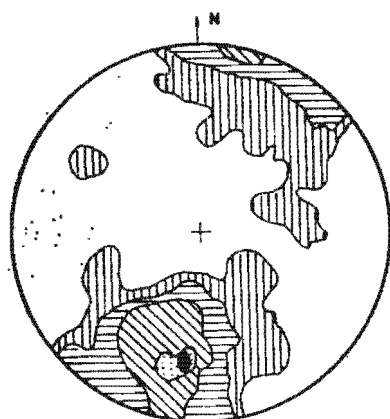
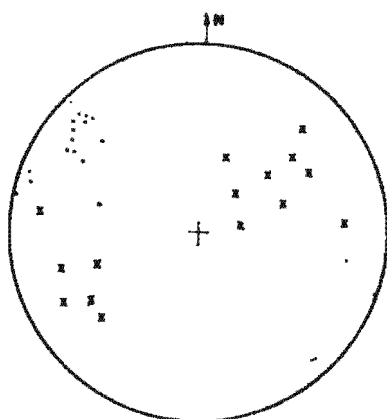


Diagrama de polos a S_1 (Estratificación) entre Molinaseca y Riego de Ambrós.
180 polos, curvas 1, 3... 15%



Ejes de la 1.^a fase (.) y la 2.^a fase (X) en el Cámbrico entre Molinaseca y Riego de Ambrós

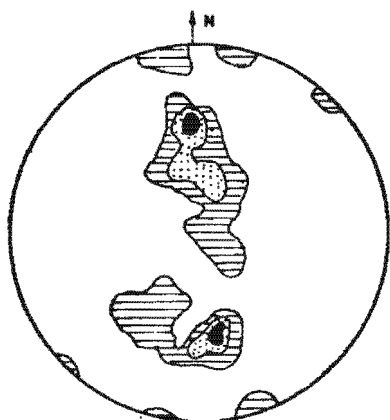


Diagrama de polos a planos S_1 (Estratificación) al N. de Viforcos:
26 polos, curvas 3, 5... 9%

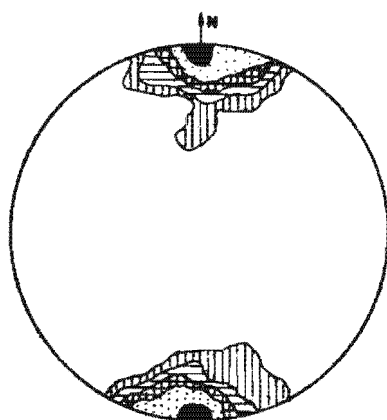
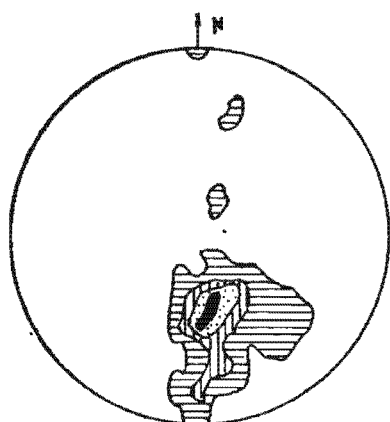
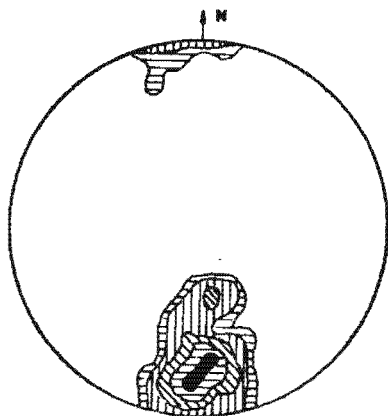


Diagrama de polos a planos S_1 (Estratificación) al O. de Viforcos:
72 polos, curvas 1, 3, 5, 11, 20 y 30%



Diagramas de polos a planos S_1 (Estratificación) al N. de Brañuelas:
31 polos, curvas 2, 6, 14, 20
y 25%



Diagramas de polos a planos S_2 (Esquistosidad) al N. de Brañuelas:
65 polos, curvas 1, 3, 9, 15... 30%
y 25%

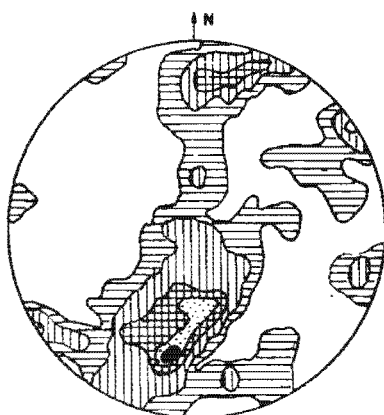


Diagrama de polos a planos S_1 (Estratificación) entre Santa María del Sil y Rodanillo: 73 polos, curvas 1, 3, 5... 10%

2.2.4. Fallas y fracturas.

Se distinguen tres sistemas de fallas: un sistema longitudinal, paralelo a las directrices hercínicas, y dos sistemas transversales de cizallamiento.

Las fallas longitudinales son difíciles de reconocer por la monotonía litológica, por lo cual únicamente se han representado en la cartografía las necesarias para justificar la estructura; son prácticamente verticales, y generalmente de gran salto, teniendo su origen en los movimientos hercínicos (no parece prudente precisar más).

Las fallas transversales a las anteriores se aprecian claramente, sobre todo cuando afectan a materiales duros (únicamente se han representado en detalle en el ángulo S.-E. de la Hoja, al objeto de no recargar excesivamente el mapa), sus direcciones corresponden teóricamente a las fallas de cizalla, que se producirían al formarse los longitudinales anteriormente citados.

En las zonas pizarrosas se observan, en la fotografía aérea, numerosos accidentes tectónicos no representados en el mapa, a pesar de tener algunas considerable longitud, ante la imposibilidad de conocer sus características.

Los grandes accidentes originados durante el Terciario, y cuyas direcciones coinciden con las de las fallas longitudinales, pudieron aprovechar planos de debilidad que debieron quedar latentes después de los empujes hercínicos.

2.3. CICLO ALPINO

El Carbonífero, como ya se indicó anteriormente, se encuentra discordante sobre los demás terrenos paleozoicos; por lo tanto, es necesario pensar que su plegamiento ha dado lugar posteriormente a la orogénia hercínica (fase Astúrica).

La ausencia de sedimentos mesozoicos y paleógenos impide precisar la fase en que se plegó el Estefaniense, más por comparación con lo que sucede al NO., en la cuenca de La Magdalena y afloramientos carboníferos más meridionales, en donde se observan niveles cretácicos plegados juntamente con el Carbonífero; hay que suponer que es la orogénia alpina la causa de este plegamiento.

La tectónica es del tipo de bloques que han jugado unos con relación a otros, reaccionando el Carbonífero situado sobre estos bloques en forma bastante plástica, o acoplándose a sus movimientos.

En los bordes de la cuenca, las capas presentan los mayores buzamientos, disminuyendo su valor hacia el centro de ésta, donde predominan inclinaciones suaves e incluso capas prácticamente horizontales.

Los pliegues de las capas estefanienses tienen dirección preferentemente E.-O. y buzamiento al N., sobre todo en el S. y centro de la cuenca. En

el borde oriental, las capas van girando hasta adquirir direcciones N.-S., aunque como puede observarse en el mapa geológico, al llegar al arroyo de Tremor, pasan a dirección aproximada E.-O. Es necesario tener en cuenta, al analizar los rumbos y buzamientos, la influencia del substrato, pues las capas estefanienses hubieron de amoldarse a un relieve preexistente, como se demuestra en las direcciones y buzamientos tomados en una serie de itinerarios entre las carreteras de Folgoso a Boeza y de Tremos de Abajo a Almagarinos.

Las fallas que afectan a los terrenos ante-estefanienses, cuando penetran en el Carbonífero, trastornan los estratos próximos al contacto de los dos terrenos. Una vez en el Carbonífero, pasan gradualmente a unos agudos pliegues en rodilla, que se suavizan conforme se va ascendiendo en la serie y alejándose del Paleozoico hercínico.

2.3.1. Tectónica neógena.

La historia geomorfológica y el análisis sedimentológico de la cuenca del Blerzo demuestra que, durante el Terciario, se produjeron varios movimientos en diversas fases.

El primer movimiento del cual existen pruebas es el que engendró el comienzo de la sedimentación al producir el levantamiento de las áreas madre y la subsidencia del área de deposición. En varios puntos es posible **observar cómo algunas fallas o flexuras originadas en él seguían activas durante la sedimentación.**

Otras fallas y flexuras debieron formarse con posterioridad a la sedimentación miocena. Entre éstas pueden incluirse las que limitan la cuenca terciaria al N. y al S. de Bemibre. La gran falla sur que pone en contacto las cuarcitas del anticlinal del Redondal con los terrenos neógenos, se confirma por el hecho de que la sedimentación no se hace más grosera a medida que nos aproximamos al borde de la cuenca. Al norte de Bemibre, en el borde de la cuenca, se puede observar el contacto entre el Mioceno horizontal y las cuarcitas del Siluriano fuertemente inclinadas.

El borde oriental de la cuenca presenta fuertes diferencias de cota entre el fondo de ésta y las plataformas terciarias de Brañuelas, lo cual hace pensar que este borde presenta una línea de falla que sigue más o menos el río Boeza.

De lo expuesto anteriormente se deduce que las grandes roturas neógenas siguen sobre todo dos direcciones, una E.-O., aproximadamente, y la otra SSO.-NNE., siendo estas líneas de falla las que determinan en gran parte la forma de la cuenca.

Cronológicamente, las deformaciones del comienzo de la sedimentación podrían situarse en la fase Staírica de STILLE, aunque su duración sería algo mayor. Los movimientos originados con posterioridad a la deposición del Mioceno podrían corresponder a la fase Rodánica.

3. PETROGRAFIA Y METAMORFISMO

3.1. PETROGRAFIA

Se resume a continuación el estudio petrográfico de las muestras recogidas (aparte de la de los cortes sedimentológicos), que con independencia de su edad pueden agruparse de la siguiente manera:

- a) *Rocas cuarcíticas*: Presentan textura granoblástica de grano fino. La composición mineral es similar en todas, variando únicamente de unas a otras la proporción de los distintos minerales.
Como minerales esenciales contienen: cuarzo (mineral más abundante), sericita, clorita, moscovita y deldespato potásico (albita), y como accesorios: biotita, turmalina, circón, apatito y a veces esfena.
- b) *Pizarras y filitas*: Están compuestas fundamentalmente por cuarzo y sericita, como accesorios tienen: moscovita, clorita, turmalina, biotita, mena metálica de hierro, esfena, illita, circón, rutilo y grafito.
- c) *Semiesquistos*: Pueden considerarse como intermedios o como tránsito entre las cuarcitas y las rocas pelíticas (pizarras y filitas).
- d) *Grauwacas*: Rocas no metamórficas, estefanienses, que conservan la estratificación original. Constan de fragmentos detríticos angulosos o subangulosos de cuarzo, feldespato, micas, fracción lítica (filita, cuarcita, etcétera) y fracción pesada, apatito y turmalina escasos.
- e) *Pizarras arcillosas, estefanienses*: Sin grado de metamorfismo alguno.

3.2. METAMORFISMO

3.2.1. Metamorfismo regional.

Afecta a todos los terrenos hercínicos de la Hoja, estando relacionado íntimamente con la orogenia de ese nombre.

Pertenece a la epizona, facies de las pizarras verdes, subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita, aunque se han encontrado algunas muestras pertenecientes a la subfacies de la biotita. Especialmente característicos de este metamorfismo son los fenocristales de cloritoide que aparecen en las pizarras de Llandeilo-Caradoc, del sinclínorio de Folgoso del Monte, y en la zona oriental del sinclínorio de Brañuelas.

El cloritoide está en secciones prismáticas tabulares, encerrando a menudo inclusiones de micas y grafito, orientados preferentemente según la esquistosidad primaria.

El metamorfismo se inició, por lo tanto, al final de la primera fase de plegamiento, prosiguió durante la 2.ª Fase y con posterioridad a ella, ya que

en las muestras estudiadas se encuentra cloritoide afectado por el «strain-slip cleavage», cloritoide claramente postectónico.

3.2.2. Metamorfismo de contacto.

Se distinguen dos zonas: una mancha en el límite occidental de la Hoja cuyo metamorfismo se debe al plutón granítico de Ponferrada, y una segunda, más extensa, situada en la zona nororiental, donde aparecen pizarras y filitas mosqueadas. Al microscopio presentan estas pizarras y filitas esquistosidad de fractura y grandes porfiroblastos de andalucita (chiastolita) en una matriz microlaminar de sericita, cuarzo, grafito e hidróxidos de hierro.

Estas pizarras mosqueadas tienen su origen en un metamorfismo térmico, originado probablemente por un plutón granítico postectónico (la andalucita es claramente postectónica), que no llega a aflorar, de características análogas al granito de Ponferrada. No se han encontrado otros términos de la aureola metamórfica.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica del NO. de la Península Ibérica, a cuya zona corresponde la Hoja de Bemibre, comienza con un largo periodo de sedimentación (más de 200 millones de años) de carácter geosinclinal, a su vez poco perturbado.

Contrasta con este largo periodo geosinclinal la rapidez relativa de los movimientos orogénicos que afectan a dicho geosinclinal, pues duran unos 20 millones de años solamente. Se expone a continuación la evolución de la sedimentación geosinclinal y la tectogénesis que afecta a estos terrenos.

Comienza la sedimentación en el geosinclinal paleozoico a partir del Cámbrico, y prosigue lentamente sin movimientos tectónicos importantes y sin verdaderos plegamientos hasta el Carbonífero Inferior. Únicamente la presencia de litologías altamente arenosas y arcillosas supone bien ascensos y descensos de geosinclinal, o bien cambios energéticos en la erosión de los terrenos emergidos.

La presencia de estratificación cruzada, e incluso de ligeras ondulaciones, encontradas en algunas cuarcitas medios de corrientes.

La sedimentación es continua desde la base del Cámbrico, sin ser posible separar litológicamente el Cámbrico del Ordovícico Inferior, serie arenosa depositada en un mar poco profundo. (Presencia de ripples-marks, de estratificación cruzada y de ciertas pistas.)

Durante el Ordovícico Superior se depositaron principalmente series esquistosas muy finas, con graptolites, índice de un mar poco profundo.

Después de las cuarcitas superiores de la base del Silúrico, la presencia

de pizarras nodulosas indica corrientes de turbidez incipiente, que crean los nódulos algo más silíceos.

En la zona de estudio no aparecen terrenos superiores al Silúrico, por lo que hay que pensar que al final de este sistema finaliza el período geosinclinal.

Los movimientos hercínicos, que como se dice en el capítulo de tectónica, quedan enmarcados entre el Devónico y el Estefaniense, emergen y pliegan, según varias fases (ver capítulo de tectónica) el geosinclinal hercínico, para quedar estos terrenos casi en el estado actual y a merced de la erosión.

Finalizado el plegamiento hercínico, queda en la zona de Bembibre una cuenca lacustre en la que se depositan, durante el Estefaniense, sedimentos aportados por los terrenos emergidos colindantes. Esta deposición es muy potente, llegando en el tiempo incluso al Auteniense. Posteriormente, la fase Siálica deseca y pliega ligeramente el Estefaniense.

Después de la sedimentación y plegamiento del Estefaniense ya no se encuentran sedimentos hasta el comienzo del Neógeno, cuya deposición se inició al producirse una compartición en bloques, unos elevados y otros hundidos, originada por los movimientos de la fase Staírica.

Las montañas que rodean a la zona hundida fueron erosionadas, depositándose en ésta los sedimentos procedentes de la erosión citada (arcillas rojas y conglomerados de las facies Santalla y de Las Médulas); las cuales fueron afectadas por movimientos atribuibles a la fase Rodánica.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

La Hoja de Bembibre es, sin duda, una zona de gran interés económico por la riqueza que en ella se encuentra.

La mayor importancia estriba en las reservas de minerales de hierro englobados, casi en su totalidad, en los cotos «Wagner» y «Vivaldi».

Se trata de un criadero netamente de origen sedimentario, formado por sedimentos arenisco-ferrífero-ordovícicos, con unas reservas que oscilan entre 50 y 250×10^6 Tm., según diversos investigadores. El mineral hasta ahora explotado —magnetita— posee un promedio en contenido en Fe del 52 por 100 con 0,8 por 100 de P y 8 por 100 de Si.

La mena, rica en magnetita, tiene constitución oolítica, presentándose ésta algo comprimida. Estos oolitos llegan a ser de hasta 25 cm. de diámetro, como se observa en los crestones superficiales limonitizados. Entre los oolitos se encuentra, a veces, espato de Fe. La masa interior del oolito está constituida por thuringita, que es también mineral de relleno. La magnetita, sobre todo en fracturas, está parcialmente martirizada. También hay lepidocrocita y goetita, en parte primaria y en parte secundaria.

En la actualidad, únicamente está en explotación la franja que va desde Abesedo hacia el oeste, una parte en explotación por socavón, y otra por pozo vertical.

Un estudio detallado de los niveles ferruginosos sería de gran interés con vistas a poder establecer la estructura detallada del criadero que pudiera aquilatar las reservas reales, así como poder encontrar nuevas zonas ocultas bajo el neógeno que ampliaran las reservas actuales.

Gran interés posee la cuenca estefaniense en cuanto a minas de antracita; aunque el actual estado de variadas y pequeñas concesiones hace difícil una actualización de los métodos de explotación, así como una rentabilidad suficiente de las actuales explotaciones. Sin embargo, un estudio detallado de esta cuenca carbonífera podría establecer la situación y potencia de los más importantes paquetes de antracita.

No hacemos referencia en este capítulo a las diversas minas existentes por la cantidad de ellas repartidas por todo el Estefaniense y por el distinto grado de explotación en que se encuentran.

En las proximidades de Molinaseca aparecen restos de pequeñas explotaciones de filones de Wolfran y Sn, que en su día fueron explotados, sin que ninguno llegara a tener gran importancia. El origen de estos criaderos pegmatíticos es debido al plutonismo posthercínico de Ponferrada.

Por último, reseñamos la existencia de una cantera de cuarcita arenosa en las de la base del Silúrico, próxima a Cobrana, que utilizan la sílice como fundente para la Minero-Siderúrgica de Ponferrada.

También hay canteras de pizarras de techar en las proximidades de Congosto, que en la actualidad no se explotan.

Dentro del campo de la hidrogeología mencionaremos la existencia de varios pozos artesianos en las proximidades de Bembibre. La Bibliografía al respecto indica una profundidad de unos 100 m. para encontrar el nivel freático, que al parecer corresponde a areniscas carboníferas.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A.—«Valle de Lersundi (J.) (1962). Estudio geológico de la zona de Ponferrada-Tremoc de Abajo». *Mem. y Com. 1.º Rem. Noc. Geología Brec. Geol. Astur.*, VI, 1-4, pp. 3-26.
- FEBREL, T.—«Criaderos y yacimientos minerales». *P. publicaciones ETSIM.*
- MATTE, F.—«La Structure de la virgation hercymienne de Galice (Espagne)». *Geologie Alpine E.*, 44, 1968, pp. 157-280.
- NOLLAU, G.—«Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der Montes de León zwischen Astorga und Ponferrada in Nordwest-Spanien», *Geotektonische Forschungen*, n.º 27, Mai, 1968, pp. 71-146.

NOLLAU, G.—«El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el oeste de la provincia de León (España)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, n.º 88, pp. 31-47.

PASTOR, V.—Mapa Geológico de España, del IGME, 1:50.000, Hoja n.º 160 (Benavides).

— Mapa Geológico de España, del IGME, 1:50.000, Hoja n.º 128 (Riello).

SAN PELAYO, P. H. y SAN PELAYO, A. H.—Mapa geológico de España, del IGME, Hojas núms. 193 (Astorga), 192 (Lucillo), 158 (Ponferrada) y 159 (Bembibre).

SLUITER, W. J. y PANNEKOEK, A. J.—«El Bierzo, Etude sédimento logique et géomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW. de l'Espagne». *Leidse Geol. Mededel*, 30, 141-182, Leiden, 1964.

— Mapa Geológico de España 1:200.000, Hoja Ponferrada, 1971.

TURNER AND WEISS.—«Structural analysis of metamorphic tectonites».

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA