



IGME

229

10-11

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA


E. 1:50.000

LA BAÑA

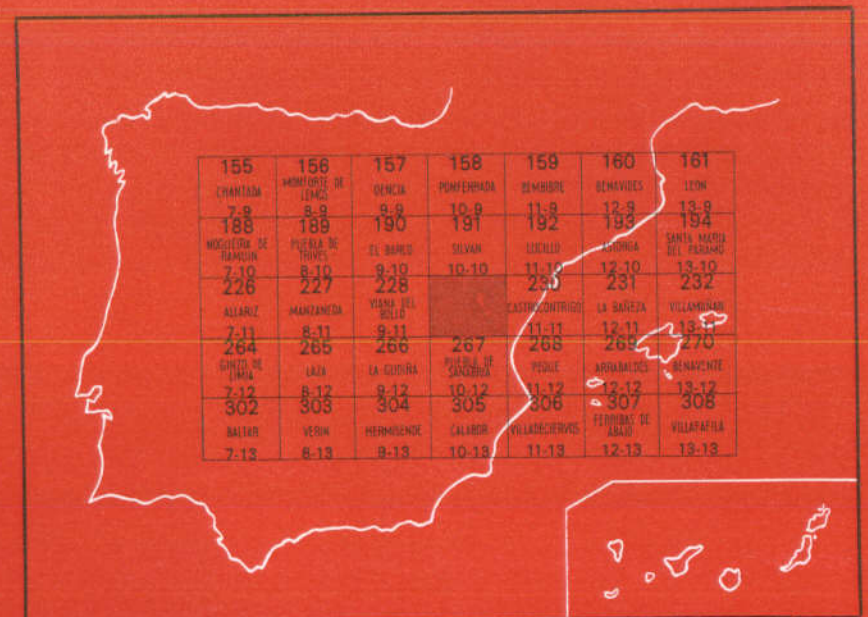
Segunda serie - Primera edición

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

I.S.S.N. 0373-2096

 SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

405



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

LA BAÑA

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., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en los mismos los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía*: Félix Velando, David Navarro, Jerónimo Matas y Jesús María Lázaro, Ldos. en Ciencias Geológicas.

En la *Memoria*: Félix Velando, Ldo. en Ciencias Geológicas, y A. Pérez Estaun, Dr. en Ciencias Geológicas.

En *Petrografía*: F. J. Martínez, Dr. en Ciencias Geológicas.

En *Paleontología*: A. Marcos, Dr. en Ciencias Geológicas, y H. Mansilla, Ing. Técnico de Minas.

Han colaborado F. Orviz, Ing. de Minas, y J. Fernández-Pello, Ldo. en Ciencias Geológicas.

Supervisión del IGME: L. R. Rodríguez Fernández, Ldo. 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 - 24.124 - 1981

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

INTRODUCCION

La Hoja de La Baña se sitúa dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT et al, 1972). Está constituida en su mayor parte por terrenos paleozoicos, excepto al SO, donde afloran los materiales porfíroides del «Olló de Sapo» atribuidos al Precámbrico. Todos estos materiales han sufrido un metamorfismo regional y las distintas fases de deformación de la orogénesis herciniana.

Estructuralmente se enclava dentro del gran sinclinorio de Truchas, constituyendo la mitad meridional el flanco N del anticlinorio de La Sanabria.

No existen publicaciones que se refieran específicamente a esta Hoja; sin embargo, aparte de algunas referencias antiguas existen varios trabajos relacionados con ella: Estudio geológico de la Cabrera Alta (LLOPIS y FONTBOTE, 1959) y las tesis de Ph. MATTE (1968), E. MARTINEZ GARCIA (1971), A. PEREZ ESTAUN (1975) y R. CAPDEVILA (1969).

1 ESTRATIGRAFIA

Los terrenos representados en la Hoja (si exceptuamos los recubrimientos cuaternarios) pueden agruparse en dos grandes conjuntos:

a) Tramo porfiroide (Olló de Sapo) al cual se le atribuye una edad Precámbrica.

b) Terrenos paleozoicos, que comprenden desde el Ordovícico Inferior al Silúrico.

1.1 PRECAMBRICO (OLLO DE SAPO) (PC)

Se trata de un conjunto de metasedimentos con foliación bien marcada, atribuidos al Precámbrico reciente que afloran en el SO de la Hoja; forman parte de una franja de más de 300 km. de rocas porfiroides conocida como formación Ollo de Sapo (nombre que proviene de los cuarzos azules que contiene) que desde la costa lucense llega hasta la provincia de Zamora, donde desaparece debajo del Terciario. No se conoce su sustrato y por lo tanto su potencia.

Siguiendo a R. CAPDEVILA (1969), se han distinguido dos facies:

Ollo de Sapo con megacristales.

Ollo de Sapo de grano fino.

1.1.2 OLLO DE SAPO CON MEGACRISTALES (PCÇ)

Constituye el sustrato de todos los terrenos de la Hoja; se trata de porfiroides con textura esquistosa en los que sobre una matriz de cuarzo-moscovita-sericita y biotita, destacan grandes amígdalas de feldespato de 5 a 10 cm. y cristales de cuarzo azulado (en el capítulo de Petrografía se hará una descripción más detallada de estas rocas). Contiene una intercalación cuarcítica de grano grueso de potencia variable entre 5-10 m.

El conocimiento de su génesis presenta serios problemas; en la tesis de R. CAPDEVILA (1969) pueden consultarse las diversas opiniones emitidas a este respecto.

Hacia el techo disminuye el tamaño de los cristales de feldespato, hasta desaparecer completamente; en este límite se traza el contacto entre esta facies y la suprayacente: Ollo de Sapo de grano fino. El paso entre una facies y otra no siempre se realiza así, en ocasiones al techo del Ollo de Sapo con megacristales se encuentran una serie de alternancias de este material y Ollo de Sapo de grano fino (como ocurre en el extremo occidental de la Hoja), lo que hace un tanto convencional el límite cartográfico entre ambos.

1.1.3 OLLO DE SAPO DE GRANO FINO

Tiene una composición semejante al tramo anterior, aunque la textura difiere notablemente; se trata fundamentalmente de una potente serie de metagrauwacas feldespáticas de grano fino, con intercalaciones de micaesquistos y metapsamitas hacia el techo. La serie puede resumirse: En la base un gran paquete uniforme de metagrauwacas feldespáticas muy afectado por la fase 2, que hacia la parte superior presentan intercalaciones de Ollo de Sapo con megacristales, muy continuas a lo largo de toda la

Hoja; siguen metagrauwacas feldespáticas de grano fino, que ya en el techo muestran numerosas intercalaciones de pizarras y cuarcitas impuras.

Según CAPDEVILA, se trataría de rocas sedimentarias marinas, que procederían de la erosión del Olló de Sapo con megacristales, o bien de otros sedimentos; en el primer caso se trataría de una formación más reciente que aquélla, mientras en el segundo se representaría un cambio de facies de la parte superior del Olló de Sapo con megacristales depositada más lejos de la costa; este autor, se inclina por la segunda hipótesis.

1.2 ORDOVICICO INFERIOR (O₁₁₋₁₂)

Ocupa una banda que se extiende a lo largo de toda la Hoja desde el borde SE hasta el NO. Se trata de una potente serie pelítico-psamítica sumamente replegada, con un espesor aproximado de 450-550 m. De muro a techo puede establecerse la siguiente sucesión:

150 m. de pizarras negras (es necesario insistir en los valores aproximados que se atribuyen, dado el intenso replegamiento que presentan, ya que en este tramo, como se indicará en el apartado de tectónica, adquiere gran importancia la fase 2 de deformación) con escasas intercalaciones arenosas.

Conforme se asciende en la serie aumenta la proporción de tramos detríticos (areniscas y cuarcitas) que dan en campo tonos más claros. Este segundo tramo de 300-350 m., se caracteriza por una alternancia pelítico-psamítica, dentro del cual se individualizan localmente paquetes más cuarcíticos o más pelíticos. Entre estos paquetes destaca un nivel discontinuo de cuarcitas cuya potencia llega a alcanzar 50-60 m., cuya base está formada por un microconglomerado, alternando con cuarcitas feldespáticas.

En los lechos arenosos son frecuentes estructuras sedimentarias primarias (estratificación cruzada, marcas de corriente y ripples muy deformados).

En algunos tramos de la serie se han reconocido intercalaciones vulcanosedimentarias irrepresentables en la cartografía.

Se encuentran con relativa abundancia icnofósiles, *Cruziana cf. furcifera* (D'ORBIGNY), *Cruziana rugosa* (D'ORBIGNY), *Cruziana goldfussi* (ROUAULT). Esta asociación podría indicar el Ordovícico Inferior. Teniendo en cuenta su posición estratigráfica y tratándose de los términos más bajos de la sucesión paleozoica en esta área, se le atribuye una edad Tremadoc-Arenig, descartando el Tremadoc Inferior por la ausencia de cruzianas de afinidades cámbricas.

1.3 CUARCITA ARMORICANA (O₁₂)

La serie anteriormente descrita, culmina con unas cuarcitas blancas de aspecto masivo dispuestas en estratos muy potentes), que destacan morfológicamente sobre las restantes formaciones. El paso del tramo inferior O_{11.12} a estas cuarcitas es gradual, lo constituye un paquete de 20-25 m. de cuarcitas tableadas con intercalaciones poco potentes de pizarras rojizas, muy características.

El nivel fundamentalmente cuarcítico, que ocupa dentro de la Hoja las zonas de mayor altitud, tiene unas características muy homogéneas; se trata de cuarcitas blancas, compactas muy recristalizadas, dispuestas en bancos de orden métrico, depositados en un medio marino somero (estratificación cruzada, ripple marks, etc.). En algunos puntos se hace menos compacta, aumentando el tamaño de grano, lo que le da un aspecto más arenoso; se encuentran también algunos niveles brechoides discontinuos. Contienen: Diplicnites, *Cruziana rugosa* (D'ORBIGNY), *Cruziana furcifera* (D'ORBIGNY) y *Cruziana goldfussi* (ROUAULT), asociaciones que junto a las características litológicas y posición estratigráfica permiten atribuir estos niveles al Arenigiense.

1.4 SERIE DE TRANSICION (O₁₂₋₂₁)

El paso de las cuarcitas del Arenigiense a las pizarras del Ordovícico Medio es gradual. En cartografía se ha separado un tramo que goza de las características de ambos y que tiene una extensión regional.

Se trata de una sucesión de pizarras y areniscas cuya potencia es difícilmente evaluable dadas sus características (oscila entre 125 y 200 m.). Su límite inferior se marca allí donde aparecen los primeros niveles de pizarras (techo de la C. armoricana) y el superior cuando desaparecen netamente los niveles psamíticos.

Hacia el muro es mayor la proporción de cuarcitas y areniscas, conforme se asciende en la serie aumentan los niveles pelíticos (pizarras negras, algo arenosas que por alteración dan colores rojizos), y disminuye el espesor de los niveles detríticos. Las cuarcitas y areniscas son de colores claros, excepto al NO de la Hoja, donde presentan un característico color verdoso debido a la abundancia de clorita; se observan en ellas estructuras sedimentarias (estratificación cruzada, ripples, burrows, etc.). Su especial composición, alternancia de estratos de distinta competencia, hace que en este tramo adquieran un gran desarrollo las estructuras debidas a la 1.ª fase de deformación. Hacia el techo se encuentran frecuentemente niveles de Fe oolítico.

Esta formación está constituida por depósitos marinos someros en facies intermareales.

Los tramos basales (A. PEREZ ESTAUN) contienen *Didymograptus deflexus* (ELLES and WOOD), *D. extensus* (HALL) y *D. nitidus* (HALL) que todavía indican Arenig, por lo cual el tránsito al Ordovícico Medio debe darse en esta formación.

1.5 ORDOVICICO MEDIO (O₂₁₋₂₂)

El Ordovícico Medio está representado en todo el ámbito de la Hoja por una potente serie fundamentalmente pizarrosa con intercalaciones arenosas y vulcanosedimentarias, que se denominan Pizarras de Luarca (BARROIS, 1882).

Dada la naturaleza de los materiales y la intensidad de la 1.ª fase de plegamiento, que ha originado una esquistosidad de flujo general en toda el área, resulta sumamente difícil reconocer la estratificación, teniendo que ser las potencias atribuibles a esta formación necesariamente aproximadas, si a ello se unen las numerosas variaciones laterales y verticales de litología.

Dentro de esta formación pueden distinguirse distintos tramos, cuyos límites son difíciles de precisar, ya que la transición entre los mismos es gradual, a lo cual se unen los cambios laterales de facies ya citados.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, pueden distinguirse de muro a techo:

a) Encima de la serie de transición, en la zona oriental se depositan 50-100 m. de pizarras negras satinadas con nódulos de pirita, en las cuales se han encontrado: numerosos Graptolites inclasificables y *Hallograptus mucronatus* (HALL). Sobre ellas descansa un tramo de pizarras con intercalaciones vulcanosedimentarias (O_{21.22}^v) concordantes, como es fácil observar en la cartografía.

Las intercalaciones vulcanodetríticas (pizarras tobáceas) se presentan en forma más o menos masivas en las cuales es difícil reconocer la estratificación y la esquistosidad (muy grosera), o bien en forma de lechos bien definidos entre las pizarras, con iguales características estructurales que ellas, de los cuales se diferencian por su distinta coloración; su potencia es muy pequeña (no superan el metro, predominando los de orden decimétrico) en esta Hoja. Alcanzan gran desarrollo en la vecina Hoja de Castrocontrigo.

Las intercalaciones de aspecto masivo, como la del Cabezo, tienen en campo aspecto de conglomerados poligénicos con matriz pelítica y abundantes óxidos de hierro. Los clastos, angulosos, son de cuarzo, feldespato, pizarras y calcita.

La proporción volcánica dentro de las intercalaciones detríticas de este tramo es sumamente variable, disminuyendo hacia el Oeste, hasta desaparecer completamente; algo semejante ocurre con la participación detrítica, de tal forma que en el centro y oeste de la Hoja este tramo es fundamentalmente pizarroso con débiles pasadas de areniscas ($O_{21.22}^s$). Se le atribuye una potencia de 250-300 metros. Al techo de esta formación se encuentran: *Orthis* sp., *Orthambonites calligrama* (DALMAU) y *Chaetetes* sp. Por encima siguen 150-200 metros de pizarras con esporádicos nódulos calcáreos en la zona central, que lateralmente van desapareciendo, aumentando a su vez la proporción detrítica (estratos de areniscas y pizarras arenosas). Ascendiendo en la sucesión y en la zona occidental aparecen las «pizarras de techar», pizarras negras masivas, sin piritita, que se explotan industrialmente (150 m.). Este nivel desaparece hacia el E, donde se hacen más detríticas. Por encima siguen 50 m. de pizarras grisáceas satinadas, no explotables, con algunos niveles verdoso-amarillentos más detríticos.

Una vez depositada la cuarcita armoricana, se produce un cambio en el medio de depósito haciéndose más profundo, originándose sedimentos pelíticos, ricos en piritita y materia orgánica en un ambiente auxínico.

Los fósiles citados anteriormente sitúan las Pizarras de Luarca y a las intercalaciones vulcanosedimentarias en el Ordovícico Medio, como es general en la Península Ibérica. En otras áreas (fuera de la Hoja) (MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1974-75), citan la existencia de numerosas especies de *Didymograptus* cerca de la base que determinan una edad Llanvirn para los tramos inferiores de las Pizarras de Luarca, asimismo se han encontrado también faunas del Llandeilo en niveles superiores (JULIVERT & TRUYOLS, 1972).

1.6 ORDOVICICO MEDIO-SUPERIOR (O_{22-3})

Al N de la Hoja, encima de las pizarras del Ordovícico Medio (P. Luarca) y dispuesta en un sinclinal complejo, aflora una formación arenoso-pelítica que presenta las características de una secuencia turbidítica.

Estos niveles turbidíticos podrían ser equivalentes a las turbiditas de la Formación Ageira, presentes en otras áreas de la zona Asturoccidental-leonesa.

El contacto con las pizarras infrayacentes no es gradual, se inicia con un tramo de cuarcitas (turbidita proximal) y areniscas en bancos potentes, que llegan a sobrepasar el metro con granoclasificación y amalgamiento de capas.

Las marcas de corriente presentes en los muros de las capas (difíciles de reconocer debido a la deformación) son ripples longitudinales y flute casts; de estos niveles proximales se pasa gradual y rápidamente a una

turbidita muy distal caracterizada por la presencia de pelitas, siltitas (finamente laminadas y areniscas de grano fino separadas por tramos de pizarras negras uniformes (175-200 metros). Es necesario señalar la presencia de biotita en algunas de las muestras estudiadas, pertenecientes a los niveles pelíticos.

No se han encontrado datos paleontológicos que permitan precisar la edad de esta formación, por lo cual la misma debe establecerse por su posición en la columna estratigráfica, y la comparación con otros sedimentos del mismo tipo en la zona Asturoccidental-leonesa.

En el dominio de Navia y Alto Sil, una formación turbidita de características muy semejantes (Formación Ageira) ha sido datada paleontológicamente como Ordovícico Medio y Superior (Caradoc), de aquí que en la Hoja se haya atribuido esa edad a estos materiales turbidíticos.

1.7 SILURICO (S)

El único afloramiento de terrenos silúricos se encuentra al NE de la Hoja en el monte Llagarino, las condiciones del afloramiento son muy deficientes, siendo imposible realizar un corte detallado.

Está formado fundamentalmente por pizarras negras grafitosas y ampe-litas, con algunos nódulos arcillosos.

ANDRES PEREZ ESTAUN (Tesis Doctoral) cita en este afloramiento *Monograptus? lobiferus* (McCOY) y *Monograptus? sedgwickii* (PORTLOCK); en la confección de la Hoja se han encontrado: *Monograptus distans* (PORTL.), *Monograptus priodon* (BRONN), *Monograptus* (Rastrites) *triangulatus* (HARK), que permiten atribuir este afloramiento al Silúrico, y por encima del Llan-doverly Medio.

1.8 DEPOSITOS CUATERNARIOS

Tienen gran importancia, aun cuando únicamente se han cartografiado cuando su espesor así lo requería, o bien cuando impedían de un modo efectivo la observación del sustrato. Se han distinguido:

(Q_{G1}).—Se agrupan aquí una serie de sedimentos de origen glaciar o fluvio-glaciar que en ambas vertientes de la Sierra Cabrera adquieren gran desarrollo. El origen de estos depósitos se encuentra en una serie de glaciares de circo, de cuya morfología quedan hoy gran cantidad de restos; así, prácticamente todos los ríos con alguna entidad que desde la Sierra Cabrera descienden en una y otra vertiente se inician en un circo glaciar, y tienen valles en forma de artesa más o menos retocadas, la gran cantidad de lagos y lagunas de la Hoja, tienen asimismo origen glaciar. Los depósitos

son antiguas morrenas, tanto frontales como laterales, más o menos modificadas por la posterior acción de las aguas corrientes. Su composición es variable según en la vertiente donde se encuentren, en las de la meridional predominan materiales porfíroides (Olló de Sapo) o los productos de su meteorización, mientras en la septentrional abundan las cuarcitas, y en menor proporción arenas y arcillas.

Coluviones (Q_L).—Depositados en laderas, están formados por cantos angulosos y escasa fracción fina de los distintos materiales presentes en la Hoja (cuarcitas, areniscas y pizarras en la vertiente N de la Sierra Cabrera, iguales materiales en la parte oriental de la vertiente sur, porfíroides en el sector occidental y cantos de pizarras, areniscas, arcillas y arenas en la margen izquierda del río Cabrera). Son de destacar los extensos canchales formados por bloques heterométricos de cuarcita que ocupan el nivel de cumbres de la Sierra Cabrera (no pueden considerarse coluviones) y cuyo origen hay que buscarlo en los cambios bruscos de temperatura (gelifracción); estos bloques y cantos son removilizados y se disponen ocupando parte de las laderas de la Sierra Cabrera, especialmente en el cambio de pendiente existente en el contacto entre la cuarcita armoricana y los materiales supra-yacentes al N e infrayacentes al S.

Aluviones (Q_A).—Ocupan el lecho de los ríos; adquieren especial importancia en el cauce del río Cabrera, donde se encuentran las mayores extensiones de terrenos dedicados al cultivo. Están formados por cantos cuarcíticos y pizarras heterométricas y con abundante matriz arcillo-arenosa, de colores gris-rojizos.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

La estructura general de la Hoja, el metamorfismo de los materiales y el plutonismo acompañante son consecuencia de la orogénesis herciniana.

Dentro de esta orogénesis pueden distinguirse regionalmente tres fases principales, una de las cuales, la segunda en el tiempo, que origina cabalgamientos (con estructuras asociadas a ellos) no está presente en el área estudiada, por lo cual no será considerada.

No existen evidencias en la Hoja de fenómenos antehercinianos, si exceptuamos el vulcanismo del Ordovícico Medio y movimientos epirogénicos que justifiquen las lagunas estratigráficas existentes entre el Olló de Sapo y el Ordovícico y entre el Ordovícico-Silúrico, respectivamente.

La mayor parte de la Hoja está enclavada en el gran sinclinorio de

Truchas, cuyo cierre periclinal se manifiesta en la Hoja colindante de Castrocontrigo.

El área SO constituye el flanco norte del anticlinorio de la Sanabria.

2.2 FASES DE DEFORMACIONES HERCINICAS

2.2.1 PRIMERA FASE

Es la más importante y la responsable fundamental de la estructura general; da lugar a pliegues con una esquistosidad de flujo paralela al plano axial.

Durante esta fase se originan estructuras de dirección SE-NO y cuyos tamaños oscilan entre pliegues microscópicos y de escala regional.

La geometría de estos pliegues está íntimamente ligada a los materiales que afectan. Son siempre pliegues asimétricos, a veces isoclinales, y siempre vergentes al N. En los materiales más competentes (cuarcita armoricana dispuesta en bancos potentes) los pliegues son casi concéntricos, mientras en los restantes términos de la serie llegan a ser similares.

La longitud de onda de los pliegues es generalmente muy pequeña y constante, lo que condiciona su gran abundancia. Al ser las primeras estructuras generalizadas, han sido deformados por los esfuerzos de las fases posteriores (influencia que será tratada más adelante).

Como se observa en la cartografía, los ejes de los pliegues están próximos a la horizontal ($10-15^\circ$ de buzamiento) predominando la inclinación al E.

La esquistosidad es de flujo y muy bien desarrollada en las Pizarras de Luarca, Serie de Transición y en los materiales pelíticos del Ordovícico Inferior, y está definida por la marcada orientación de los cuarzos y minerales micáceos. En la cuarcita armoricana se trata de una esquistosidad de fractura, no siempre presente, disponiéndose generalmente en abanico, mientras es de plano axial en los restantes materiales.

En las alternancias de la serie de transición son muy abundantes los ejemplos de refracción de esquistosidad; asimismo es frecuente observar sobre todo en lámina delgada fenómenos de trasposición.

Cabe señalar aquí la gran longitud de los ejes de los pliegues, aun cuando en la cartografía y por dificultades de afloramiento, no aparezcan así.

2.2.2 SEGUNDA FASE

Se evidencia por los cambios de buzamiento en la esquistosidad, tanto en cantidad como en dirección (son frecuentes los buzamientos, próximos a la vertical e incluso hacia el N cuando regionalmente ha podido deducirse que la disposición original de la esquistosidad era muy uniforme, y con valores no muy alejados de la horizontal).

Regionalmente se han localizado pliegues de gran radio afectando a la esquistosidad, no deducibles en el estudio de una sola Hoja. Asimismo se observan frecuentemente pliegues de orden métrico de la esquistosidad, crenulaciones, kink-band, etc.

La aparición de estas estructuras viene controlada por una anisotropía anterior (esquistosidad de flujo) y por la naturaleza asimétrica de las estructuras de la primera fase. Al ser las estructuras homoaxiales con las de la primera fase, únicamente es posible su localización cuando existe un cierto ángulo entre ambas, o bien a escala de la Hoja (como ocurre en el flanco sur del sinclinorio de Truchas, desde el SE al NO del mapa, donde la geometría de los pliegues sufre importantes variaciones en las distintas transversales.

La aparición de las estructuras menores, está condicionada por la posición inicial de la esquistosidad primaria, siendo lógicamente muy abundantes en los flancos de los pliegues donde aquella presenta un buzamiento pequeño, mientras serán nulos o muy escasos en los flancos verticalizados, siendo por tanto su distribución sumamente irregular dentro de la Hoja.

Las estructuras menores (como ya se dijo anteriormente) originadas durante esta fase, son pliegues asimétricos, acompañados de una esquistosidad de crenulación. La geometría de estos pliegues es sumamente variable; en escala va desde pliegues microscópicos hasta estructuras cartografiables a 1/10.000.

La esquistosidad de crenulación adquiere una gran importancia en el Olo de Sapo de grano fino, tramos pelíticos del Ordovícico Inferior, donde llega a enmascarar la esquistosidad de flujo, y en algunos tramos de las pizarras de Luarca. El buzamiento de esta esquistosidad es próximo a la vertical, y en numerosos lugares se presenta con buzamientos de 60-70° al N, contrarios a los de la esquistosidad de flujo.

Esta fase da lugar a una linearidad muy manifiesta, que representa en los flancos de la esquistosidad de flujo los ejes de los micropliegues. Como ya se ha indicado anteriormente, esta linearidad (horizontal o con una pequeña inclinación al E) coincide o está muy próxima a la dirección de los ejes de la primera fase, siendo sumamente constante esta dirección en toda la Hoja.

En los tramos pelíticos (fundamentalmente en las pizarras de Luarca) se desarrollan kink-bands y crenulaciones horizontales, que aunque en conjunto representan un acortamiento muy pequeño, son muy penetrativos, clase joint y ligeras ondulaciones de la esquistosidad de flujo; si bien en sentido estricto son posteriores en el tiempo a los pliegues, deben considerarse dentro de esta fase, debido a la coincidencia en dirección de sus ejes y al control que realizan los primeros en su aparición.

En algunas áreas, especialmente al NE de la Hoja, se constata la presencia de kink-bands conjugados de eje horizontal.

2.2.3 DEFORMACIONES TARDIAS

Se incluyen aquí una serie de estructuras transversales a las citadas anteriormente, y a las cuales puede atribuirse las ligeras ondulaciones de dirección (N a NE)-(S-SO) que localmente pueden considerarse pliegues, el cabeceo de los ejes, las fracturas que cambian la dirección de estos, las fallas de desgarre que en algunas zonas (véase la cartografía) alcanzan gran importancia.

En los niveles pelíticos, llegan a producir kink-bands muy penetrativos, de igual dirección y de ejes subverticales.

Una vez finalizadas las fases de compresión se produjo una intensa fracturación y diaclasamiento que afectó a todos los materiales de la Hoja.

En la figura adjunta se han representado las fracturas más importantes, ante la imposibilidad de hacerlo en la cartografía.

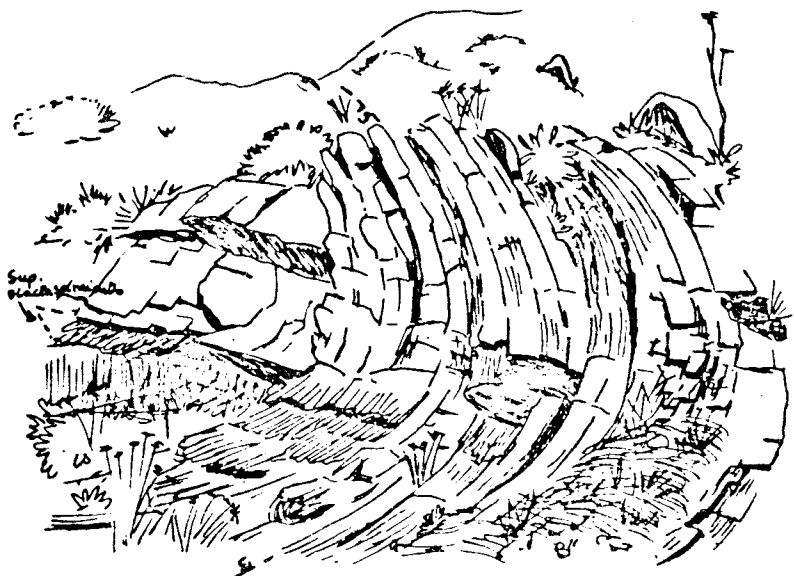
2.3 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

En el NO de la Península Ibérica las fases del plegamiento herciniano no han podido datarse con precisión por la ausencia de sedimentos carboníferos, si exceptuamos el afloramiento de San Clodio y el Estefaniense discordante de Bembibre-Villablino.

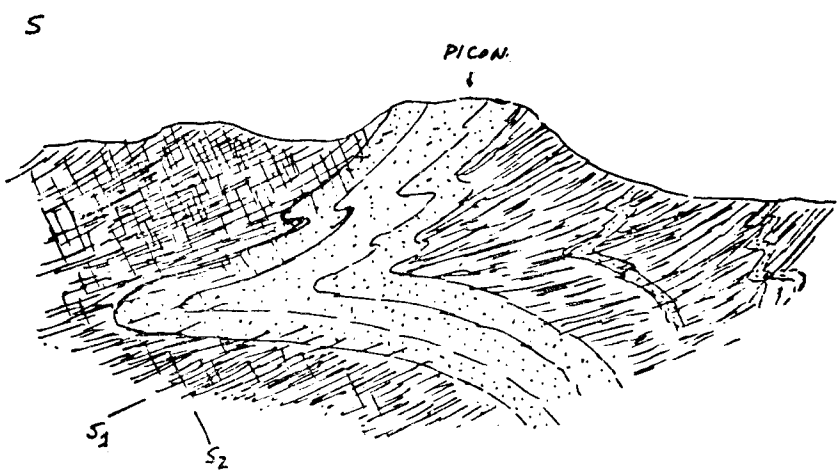
En las zonas externas del arco, L. U. de SITTER (1965) sitúa la primera fase entre el Namuriense y el Westfaliense B, mientras que R. WAGNER (1965) la sitúa en el Westfaliense B Superior. La segunda fase estaría comprendida según L. U. de SITTER entre el Westfaliense y el Estefaniense, mientras WAGNER la sitúa en el Estefaniense B Inferior.

La Hoja está situada en una zona más interna de la Cadena, por lo cual habría que suponer que estas fases debieron ser anteriores en el tiempo a las de las zonas más externas.

Las dataciones de edad absoluta realizadas en las granodioritas contemporáneas a la segunda fase, permiten atribuirles sin gran precisión al Estefaniense, mientras que granodioritas posteriores a la primera fase y anteriores a la segunda dan una edad comprendida entre 310-320 m.a., lo cual situaría a la primera fase con anterioridad al Westfaliense Inferior o al Namuriense Superior.



Pliegues de segunda fase en las pizarras. Diaclasas posteriores.



Pliegue, en cuarcita, de primera fase afectado por la segunda.

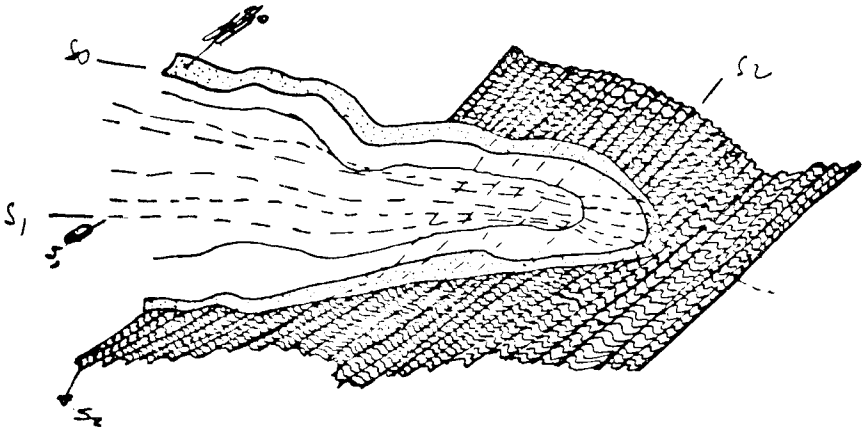


Fig. 1

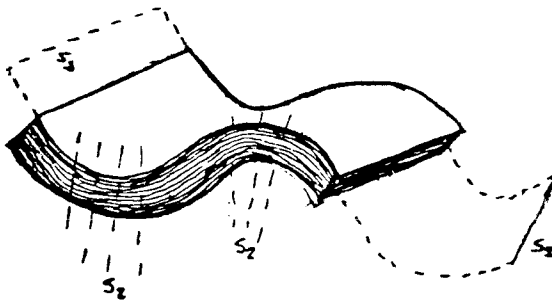


Fig. 2

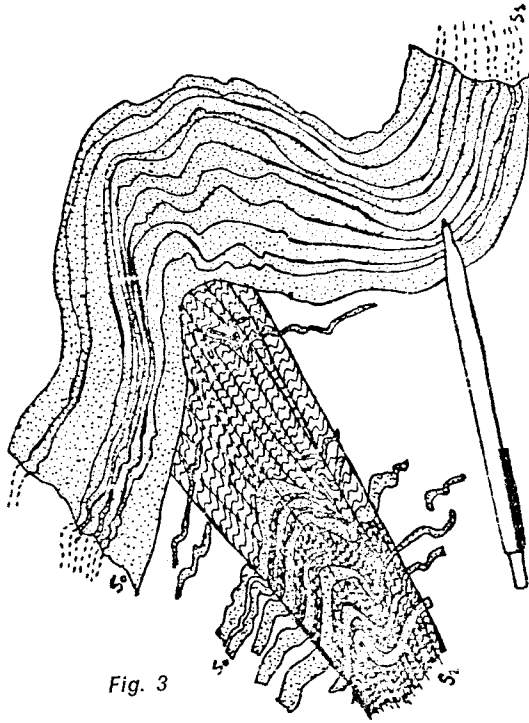


Fig. 3

Figs. 1, 2, 3.—Estructuras de segunda fase. Disposición de la esquistosidad de crenulación con respecto a las distintas superficies preexistentes.

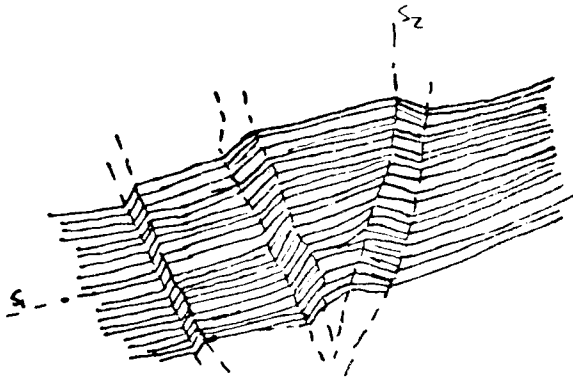
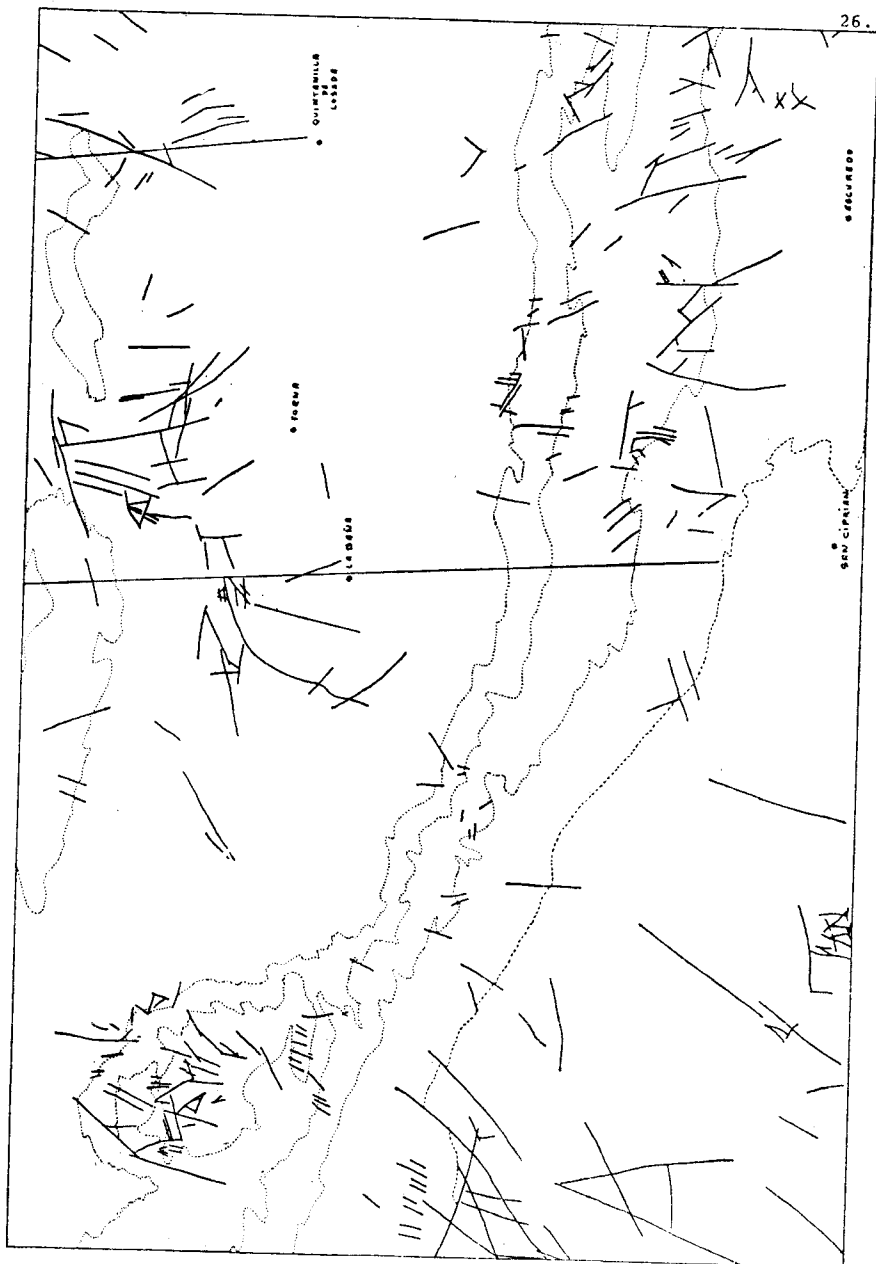


Fig. 4.—Kink-bands conjugados de segunda fase.



3 PETROGRAFIA

Para una mayor claridad de exposición, se distinguirán dos apartados, uno dedicado a las rocas ígneas y otro a la descripción de las rocas metamórficas.

3.1 ROCAS IGNEAS

Se incluyen cinco afloramientos de pequeña extensión superficial agrupados bajo la misma notación ($\tau\omega$) por tratarse de rocas tardías, aun cuando presenten diferencias de composición dignas de reseñar. Los cuatro situados más al N representarían pequeñas apófisis del gran batolito de granodiorita tardía que ocupa gran parte de la Hoja colindante de Viana del Bollo.

La apófisis de mayor tamaño está situada en el Valle del río Meladas, tiene forma rectangular e intruye en los materiales pelítico-psamíticos del Ordovícico Inferior. La roca es un granito de dos micas, de textura hipidomórfica heterogranular, que tiene como minerales fundamentales: cuarzo, plagioclasas (albita-oligoclasa), microclina, biotita y moscovita, y como accesorios circón, apatito, clorita y rutilo.

El pequeño afloramiento de coordenadas: $X = 3^{\circ} 9' 57''$ W; $Y = 42^{\circ} 15' 5''$ N, presenta idénticas características al descrito anteriormente.

En el punto de coordenadas: $X = 3^{\circ} 5' 42''$ W; $Y = 42^{\circ} 18' 00''$ N, dentro de las Pizarras de Luarca, se localiza un minúsculo afloramiento de pórfido granítico, cuyos componentes fundamentales son clorita, sericita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, y como accesorios: rutilo y apatito. Al microscopio se observa una retrogresión posterior a la cristalización, cristales subidiomorfos de cuarzo y plagioclasa englobadas en una mesostasis constituida por clorita, feldespatos y cuarzo. Asimismo en el punto de coordenadas: $3^{\circ} 4' 28''$ W, $42^{\circ} 16' 55''$ N, también dentro de las Pizarras de Luarca, se localiza otro pequeño afloramiento de granodiorita, que tiene textura holocristalina porfídica y como componentes fundamentales hornblenda, plagioclasas y feldespato potásico, figurando entre los accesorios apatito, sericita, mineral opaco y clorita. La roca presenta una retromorfosis intensa con sausrutización de las plagioclasas.

En relación con estos afloramientos se han originado algunos filones de cuarzo (q), emplazados en zonas de fractura, y que en ocasiones tienen mineralizaciones de wolframio. En realidad, los filones cartografiados, además de cuarzo, tienen una gran proporción de la roca encajante.

En el extremo SO de la Hoja hay una pequeña apófisis del granito de Puebla de Sanabria. Tiene textura alotriomorfa granular y está compuesto por cuarzo, albita y microclina (las plagioclasas presentan, cuando están en

contacto con la microclina, crecimientos blásticos de mirmequita) y como accesorios, moscovita, biotita, circón y epidota.

3.2 ROCAS METAMORFICAS

En la orogenia herciniana se produjo un metamorfismo regional, epi o mesozonal, que no supera nunca la facies de los esquistos verdes.

Desde el punto de vista textural y estructural, los sedimentos originales se encuentran transformados en filitas, filitas cuarcíticas y cuarcitas (caso aparte lo constituyen las rocas porfiroides, de las cuales no se conoce con certeza el origen).

3.2.1 DESCRIPCION PETROGRAFICA

Ollo de Sapo con megacristales

Se trata de rocas muy uniformes con textura porfiroclástica y esquistosa, compuestas mineralógicamente por cuarzo, albita, moscovita, sericita, biotita y feldespato potásico, figurando como accesorios: apatito, clorita, circón, epidota, etc.

Estos componentes tienen distintos orígenes: una serie de ellos, que constituyen prácticamente toda la mesostasis, son minerales de neoformación, originados durante el metamorfismo herciniano, mientras otros (cuarzos azules, feldespatos alcalinos, plagioclasas) son claramente pre-tectónicos.

Mención especial merecen las grandes amígdalas de feldespato; se trata de grandes fenocristales (excepcionalmente) o bien de agrupaciones de cristales, con distintos tipos de maclas, predominando la macla de Carlsbad.

Los cuarzos presentan frecuentemente golfos de corrosión, lo que atestigua su origen volcánico. Prácticamente en todas las muestras estudiadas la esquistosidad de flujo se encuentra deformada por una esquistosidad de crenulación, mimetizada por cristales de clorita.

La intercalación de cuarcita de grano grueso está formada mineralógicamente por cuarzo, microclina, moscovita y clorita, y como accesorios más frecuentes tiene apatito, biotita, circón y turmalina. Presentan una importante recristalización post-tectónica con signos de poligonización.

Ollo de Sapo de grano fino

Está constituido por una matriz (cuarzo, sericita y clorita) que engloba granos redondeados de cuarzo, feldespato y fragmentos de esquistos y cuarcitas. Algunos cristales de cuarzo tienen golfos de corrosión. Frecuentemente se observa moscovita deformada en las charnelas de los pliegues de fase 2, hecho que no ocurre con la biotita.

Se agrupa a continuación la descripción petrográfica de las restantes formaciones.

Las cuarcitas mineralógicamente están formadas por un agregado de cuarzo con bordes en sutura, y recristalización general. Asociados con el cuarzo, en menor proporción se encuentran minerales como sericita, turmalina, zircón y minerales opacos. Hay también pizarras cuarcíticas cuya única diferencia con las cuarcitas reside en la menor proporción de cuarzo, tienen la textura orientada más claramente y escasa o nula la recristalización del cuarzo.

Intercalados en los diferentes tramos de la serie existen estratos de arenisca cuarcítica, aún cuando muestran señales de deformación y recristalización, en gran parte conservan la textura sedimentaria. Los cristales siguen con los contornos angulosos y la clorita presenta su foliación perpendicular a la esquistosidad, lo que demuestra su carácter pretectónico. Intercalados en la serie pizarrosa del Ordovícico Medio, hay algunas areniscas cuarcíticas con biotita y cristales de plagioclasa, así como minerales opacos.

En las pizarras se encuentran las asociaciones propias del metamorfismo regional de bajo grado, siendo las más abundantes cuarzo-clorita-moscovita-albita y cuarzo-clorita-moscovita-biotita. Estas asociaciones permiten clasificar a las rocas como pertenecientes a la zona de la clorita y de la biotita, esta última aparece muy irregularmente y es mucho menos frecuente, por lo que no es posible delimitar las áreas en que está presente; cuando aparece lo hace en cristales pretectónicos tabulares.

Aparece también la asociación cuarzo-clorita-moscovita-cloritoide; se deduce de su escasez que debe corresponder a zonas con una composición química especial y favorable para esta cristalización.

Por último, existen otras pizarras sin apenas huellas de metamorfismo, por la escasez de minerales de neoformación. Son pizarras arcillosas y arenosas. Hay localmente pizarras ferruginosas, formadas por un fino agregado de cuarzo-sericita y hematites.

Las intercalaciones vulcano-sedimentarias del Ordovícico Medio y Ordovícico Inferior, corresponden a rocas tobáceas con importante participación detrítica. Mineralógicamente están formadas por clorita, albita, cuarzo y sericita como minerales fundamentales, y en menor cantidad se encuentran circón y minerales opacos. Los cuarzos xenomorfos presentan bordes de corrosión, como es característico en las rocas volcánicas.

Algunas de las muestras estudiadas contienen nódulos de calcita secundarios.

La gran alteración de los minerales de origen volcánico unida a la gran proporción detrítica, impide hacer mayores precisiones sobre estas rocas. LLOPIS y FONTBOTE (1959) atribuyen a diabasas, MATTE (1964) a riolitas y rocas afines, mientras PEREZ ESTAUN (1975) indica la posibilidad de que

se trate de una serie volcánica diferencial que iría desde terminal ácidas a terminal básicas.

Es necesario señalar que en relación con los afloramientos graníticos existen algunos tramos no representables cartográficamente debido a su irregularidad y pequeña extensión con metamorfismo de contacto, el cual produce cristales prismáticos de andalucita en las pizarras del Ordovícico Inferior.

3.3 RELACIONES ENTRE CRISTALIZACION METAMORFICA Y DEFORMACION

En el metamorfismo regional, la cristalización se inicia por la nucleación de cloritas y moscovita pretectónicas, las cuales presentan exfoliación perpendicular a la esquistosidad de flujo, a veces se encuentran dobladas y desarrollan sombras de presión.

La cristalización más importante de clorita y moscovita se realiza sintectónicamente con la esquistosidad de flujo.

El cloritoide es postectónico respecto a la primera fase.

Durante la formación de la esquistosidad de crenulación continúa la cristalización de clorita y comienza a cristalizar biotita. Prácticamente todos los cristales de biotita presentan un hábito blástico postectónico, debiendo originarse a expensas de una pulsación térmica tardía.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica se inicia con la sedimentación de la formación cuarzo feldespática del Olo de Sapo durante el Precámbrico Superior, sobre un viejo zócalo (CAPDEVILA, 1969).

Durante el Cámbrico y el Tremadoc Inferior esta área debió estar emergida, se inicia seguidamente el depósito continuo de materiales de tipo clástico, en una plataforma o mar poco profundo. Esta sedimentación llegaría hasta el Arenig.

En el Ordovícico Medio se produce una subsidencia de la cuenca que permite el depósito de potentes masas de sedimentos pelíticos (pizarras negras con abundante pirita y materia orgánica) con algunas intercalaciones arenosas y vulcanosedimentarias, en un medio euxínico. En la línea de un incremento progresivo de la profundidad se depositan en algunas áreas sedimentos detríticos finos con facies turbidíticas.

Este ciclo sedimentario, ciclo caledoniano, queda cortado, ya que no existe deformación posterior y formación de una cadena orogénica correspondiente al mismo. Con la transgresión silúrica comienza un nuevo ciclo sedimentario (deposición de pizarras, areniscas y ampelitas) que culmina

con la orogénesis hercínica, durante la cual todos estos materiales fueron sometidos a un proceso repetido de plegamiento y fracturación al menos durante dos fases principales. Simultáneamente a esta deformación se desarrolló un metamorfismo regional de bajo grado. Las últimas manifestaciones de esta orogénesis se señalan por el emplazamiento de rocas graníticas, metamorfismo de contacto y fracturas tardías.

Durante los periodos glaciares cuaternarios se originaron las morfologías y depósitos propios de esta climatología (circos, morrenas, lagos, etc.).

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico se pueden diferenciar tres tipos de materiales en función de sus posibilidades para constituir acuíferos: La formación porfirioide «Olló de Sapo», los terrenos del Paleozoico y los depósitos cuaternarios.

El «Olló de Sapo», dada la erosión y la morfología que presenta, puede asimilarse en comportamiento hidrogeológico a una roca plutónica, con la salvedad de que no presenta una cobertera potente de roca alterada, lo que prácticamente elimina la posibilidad de existencia de acuíferos superficiales. Por tanto, las posibilidades hidrogeológicas de esta formación, quedan reducidas a la existencia de acuíferos profundos desarrollados a favor de la red de fracturas, o zonas privilegiadas donde el diaclasamiento es más intenso.

Las formaciones paleozoicas están constituidas por cuarcitas recristalizadas de escasa porosidad eficaz, y pizarras con alteraciones arcillosas, por lo que la permeabilidad en conjunto es poco importante. Como el tramo anterior, las posibilidades hidrogeológicas están limitadas a las discontinuidades de la roca.

Las mayores posibilidades se encuentran en los depósitos cuaternarios, sobre todo en los tramos detríticos poco consolidados. Sin embargo, su importancia es limitada debido a que normalmente son poco potentes. A este tipo de acuíferos pertenecen los manantiales que drenan los canchales y las capas freáticas relacionada con los aluviones del río Cabrera y con los depósitos fluvio-glaciares, respectivamente.

Debido a la escasa infiltración, elevada pluviometría y abruptas pendientes, la escorrentía superficial es muy importante.

Hay que señalar que por los altos de Sierra Cabrera y Peña Trevinca pasa el límite de las cuencas hidrográficas del Miño y el Duero.

5.2 MINERIA Y CANTERAS

Las únicas explotaciones de la Hoja las constituyen dos minas de mineral de wolframio (wolframita) situadas en la parte noroccidental de la misma. Actualmente dichas minas no están en producción, a causa de incidencias económicas.

El mineral está incluido en filones de cuarzo, inyectados en los materiales ordovícicos y relacionados con los apuntamientos graníticos.

En los tramos psamíticos de las Pizarras de Luarca, aparecen algunos estratos de areniscas ferruginosas de poco espesor, que a veces pasan a hematites, como sucede al sur de Santa Eulalia de Cabrera, al sur de La Baña, etc. Hay igualmente indicios de hierro oolítico en la serie detrítica del Ordovícico Inferior, en los alrededores del pueblo de San Ciprián.

Adquiere gran importancia la explotación al NO de la Hoja de un nivel de pizarras con un espesor aproximado de 100-150 metros situado cerca del techo de las Pizarras de Luarca, cuya composición y fácil exfoliación las hace sumamente aptas para techar.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ-CATALAN, J. R., y MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Presencia de una nueva fase de deformación, probablemente prehercínica en el Noroeste y centro de la Península Ibérica». *Separata de Studia Geológica*, VI, pp. 29-48. Salamanca.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Récherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mém. Soc. Géol. du Nord*, t. 2, núm. 1, 20 láms. Lille.
- BOUMA, A. H. (1962).—«Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation». *Elsevier Pub. Co.*, 1 vol., 168 pp., 31 figs., 8 láms. Amsterdam.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne)». *Thèse, Univ. de Montpellier*, 430 pp.
- 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.*, vol. 15, pp. 169-184, 4 figs.
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1916).—«Criaderos de hierro de España». Tomo II (Criaderos de Asturias), pp. 611-668.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A. & TRUYOLS, J. (1972).—«L'évolution paléogéographique de NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien». *Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, sér. C, t. IV, fasc. 1, pp. 1-7.

- LLOPIS LLADO, N., y FONTBOTE, J. M. (1959).—«Estudio geológico de la Cabrera Alta (León)». *Departamento de Geología Aplicada del Instituto Elcano (CSIC)*. Zaragoza.
- MARCOS, A. (1970).—«Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIV, núm. 2, pp. 13-28, 18 figs. Oviedo.
- (1971).—«Las deformaciones hercinianas en el occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NW de la Península». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 1, pp. 2-6, 5 figs. Oviedo.
- (1973).—«Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geol.*, núm. 6, pp. 1-113, 68 láms., 66 figs. Oviedo.
- MATTE, Ph. (1969).—«Sobre el Volcanismo siluriano del Sinclinal de Truchas (NW de España)». *Notas y Comuns. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 80, pp. 175-178.
- (1967).—«Le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 264, pp. 1769-1772.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127, 128 figs., 3 láms. Grenoble.
- NOLLAU, G. (1965).—«Ein Intrusivdiabas im Altpalaeozoikum der Montes de León in Nordwestspanien und seine antometamorphen bis epizonal regionalmetamorphen Einformungen». *Beitr. Miner. Petr.*, vol. 11, pp. 662-694. Heidelberg.
- PEREZ ESTAUN, A. (1974).—«Algunas precisiones sobre la sucesión Ordovícica y Silúrica de la región del Truchas». *Brev. Geol. Ast.*, año XVIII, número 2, pp. 23-25.
- (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*.