



IGME

11

10-3

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LUARCA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

LUARCA

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 su realización los siguientes autores:

En *Cartografía geológica*: Alberto Marcos y Javier A. Pulgar.

En la *Memoria*: Alberto Marcos y Javier A. Pulgar.

Colaboradores: M.^a Luisa Arboleya, Fernando Bastida, Manuel Julivert, Francisco Martínez, G. Mary, Isabel Méndez, Andrés Pérez-Estaún, Jaime Truyols e Isabel Zamarreño.

Supervisor del IGME: Argimiro Huerga.

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 · 33.906 - 1980

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

INTRODUCCION

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Luarca se sitúa dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1972) encontrándose constituida en su totalidad por materiales del Paleozoico Inferior, recubiertas en algunas zonas por depósitos más o menos recientes.

Las primeras publicaciones que hacen referencia a esta Hoja se remontan a la segunda mitad del siglo XIX. Dentro de esta época se sitúan las obras de SCHULZ (1858), el descubrimiento de la «fauna 2.ª» por PRADO (1857) y el establecimiento de la primera sucesión estratigráfica para el occidente de Asturias por parte de BARROIS (1882). Desde esta época hasta fechas muy recientes existe un amplio período de tiempo en el cual destacan únicamente las publicaciones de ADARO & JUNQUERA (1916) y SAMPELAYO (1916, 1942), entre otras, motivadas principalmente por la investigación de yacimientos de hierro. A partir de 1960, sucesivos trabajos, entre los que se pueden destacar las publicaciones de LOTZE & SDZUY (1961), LLOPIS (1963), FARBER & JARITZ (1964), MATTE (1968) y MARCOS (1973), han contribuido al establecimiento de los rasgos generales de la estratigrafía y estructura de la Hoja de Luarca. En tiempos recientes, dentro del ámbito de la Hoja, se han realizado otros trabajos que hacen referencia a aspectos geológicos más específicos [JARITZ & WALTER, 1970; CRIMES, MARCOS & PEREZ-ESTAUN, 1974; BALDWIN, 1975].

Aparte de los terrenos paleozoicos, adquieren importancia en esta Hoja los depósitos cuaternarios en relación con la rasa. Estos niveles han sido objeto de estudio por parte de LLOPIS (1956) y MARY (1967, 1968, 1970, 1971, 1972).

El corte natural de la costa proporciona condiciones óptimas para el establecimiento de la estratigrafía y estructura. Hacia el interior las condiciones de afloramiento son más deficientes debido tanto a los distintos depósitos cuaternarios como al recubrimiento vegetal propio de la región.

Los datos existentes en esta Memoria sobre los depósitos de las rasas han sido proporcionados por G. MARY (Centre Universitaire du Mans) y los relacionados con rocas ígneas y metamórficas por F. J. MARTINEZ (Universidad de Oviedo).

1 ESTRATIGRAFIA

Dejando aparte los terrenos cuaternarios, a los que se hará referencia más adelante, el Paleozoico de la Hoja de Luarca está constituido predominantemente por materiales detríticos y pizarrosos. El conjunto de estos materiales constituye una sucesión continua y potente de sedimentos que registra una clara evolución en las condiciones de depósito a lo largo del tiempo.

Desde el punto de vista litostratigráfico, pueden diferenciarse de abajo a arriba las siguientes formaciones:

1. Cuarcitas de Cándana (= Areniscas de la Herrería) (Cámbrico Inferior).
2. Caliza de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio?).
3. Serie de los Cabos (Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior).
4. Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio).
5. Formación Agüeira (Ordovícico Medio?-Superior).

El espesor total de esta sucesión llega a superar los 6.500 metros.

1.1 CAMBRICO Y ORDOVICICO INFERIOR (CA₁; CA₁₋₂; CA₂O_{1p}; O₁)

En la Zona Asturoccidental-leonesa, entre el Cámbrico y el Ordovícico Inferior, se pueden diferenciar dos espesas formaciones detríticas (Cuarcitas de Cándana y Serie de los Cabos) separadas por un horizonte carbonatado (Caliza de Vegadeo). Las características de estas formaciones dentro del ámbito de la Hoja se describen a continuación.

1.1.1 EL CAMBRICO INFERIOR-MEDIO?: LAS CUARCITAS DE CANDANA (CA₁) Y LA CALIZA DE VEGADEO (CA₁₋₂)

Las formaciones basales de la serie paleozoica constituyen un pequeño afloramiento en la terminación periclinal del núcleo del anticlinal de La

Caridad, en el extremo SO de la Hoja. Aunque las condiciones de afloramiento son muy deficientes, se registra la presencia de niveles de areniscas feldespáticas groseras y afloramientos esporádicos de dolomías y calizas que por comparación con otras localidades pueden asignarse a las cuarcitas de Cándana (LOTZE, 1957; COMTE, 1938) y Caliza de Vegadeo (BARROIS, 1882), respectivamente; en este sentido, las características generales de estas formaciones, establecidas en otras localidades dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa, pueden hacerse extensivas a estos afloramientos. Del mismo modo puede considerarse bien establecida la edad Cámbrico Inferior para las Cuarcitas de Cándana y Cámbrico Inferior-Medio para la Caliza de Vegadeo (LOTZE & SDZUY, 1961; FARBER & JARITZ, 1964; WALTER, 1968; ARBOLEYA, 1973; ZAMARREÑO et al., 1975, entre otros).

1.1.2 EL CAMBRICO MEDIO-ORDOVICICO INFERIOR: LA SERIE DE LOS CABOS (CA₂O₁p; O₁)

Por encima de la Caliza de Vegadeo se sitúa una potente formación detrítica (Serie de los Cabos), cuya edad abarca desde el Cámbrico Medio al Ordovícico Inferior. La Serie de los Cabos presenta variaciones tanto litológicas como de espesor a través de la Hoja. En el extremo oriental, únicamente se encuentran representados los niveles superiores de esta formación; en este sector, tanto sus características litológicas y sedimentológicas como su división estratigráfica han sido establecidas dentro de la Hoja núm. 12 (Busto). Según BALDWIN (1975), la Serie de los Cabos está constituida por areniscas, cuarcitas, siltitas y pizarras con un espesor de unos 4.000 m. La sedimentología de la formación es muy compleja; en síntesis, en la mitad inferior de la sucesión predominan las facies intermareales, con un incremento de las facies «off-shore bar» y lagunares hacia la parte media-alta que pasan gradualmente hacia facies más distales en los niveles culminantes (ver BALDWIN, *op. cit.*).

La Serie de los Cabos forma, además, otros dos afloramientos en la Hoja: la terminación septentrional del anticlinal de Villayón, que alcanza el mar en Cabo Cuerno, y el anticlinal de La Caridad, en el extremo occidental de la Hoja. Por lo que respecta al primero, se encuentra constituido exclusivamente por las cuarcitas blancas culminantes de la Serie de los Cabos en este sector (O₁) (ver Hoja núm. 26, Boal).

En el anticlinal de La Caridad esta formación muestra una reducción de espesor con respecto a la sucesión primeramente descrita (3.000 m. frente a 4.000 m.). Un resumen de sus características litológicas puede verse en MARCOS (1973, p. 18) (fig. 1). En cualquier caso, no se han observado diferencias notables en cuanto a su sedimentología, siendo perfectamente aplicable el modelo establecido por BALDWIN (1975).

Por lo que respecta a la edad de la Serie de los Cabos, se encuentra bien establecido que sus niveles basales, constituidos esencialmente por

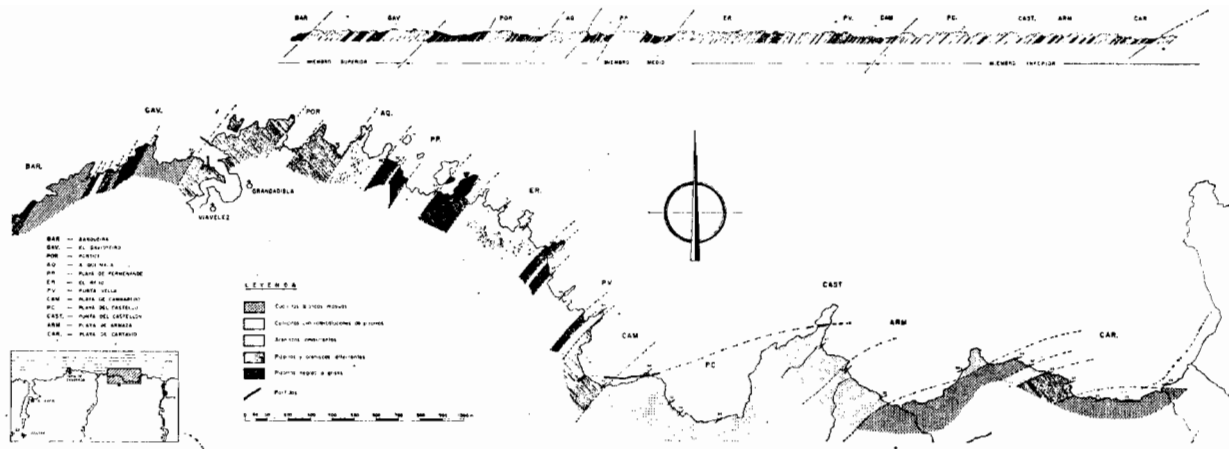


Figura 1.—Corte de la Serie de los Cabos en el acantilado de la costa de los alrededores de La Caridad (según MARCOS, 1973).

pizarras verdes con trilobites, corresponden al Cámbrico Medio (BARROIS, 1882; LOTZE & SDZUY, 1961; MELENDEZ & ASENSIO AMOR, 1964; FARBER & JARITZ, 1964; SDZUY, 1968; RUIZ, 1971; MARCOS, 1973). La división estratigráfica del resto de la formación ha sido realizada con base a las pistas de trilobites (principalmente *Cruziana*); en la sección Cadavedo-Luarca, BALDWIN (1975) ha mostrado que el Cámbrico Superior (s.str.), Tremadoc y Arenig se encuentran representados en la formación, logrando establecer incluso sus límites. En resumen, de acuerdo con este autor, pueden establecerse las siguientes conclusiones:

- 1) Por encima de los niveles con trilobites, se encuentra *Cruziana barbata*, representando el Cámbrico Medio (300 primeros metros de la serie).
- 2) Entre los 300 y los 2.700 m. se encuentra solamente *C. semiplicata* (Cámbrico Superior).
- 3) El Tremadoc se caracteriza por una mezcla de icnofaunas comprendiendo elementos Cámbricos (*C. semiplicata*) y Ordovícicos (*C. furcifera* y *C. goldfussi*, principalmente) (entre los 2.700 y los 3.300 m.).
- 4) El Arenig contiene *C. furcifera*, *C. goldfussi* y *C. rugosa*, y representaría los 600 m. superiores.

Estos datos pueden ser extendidos a la sección de La Caridad, obteniéndose conclusiones importantes; así, según observaciones previas, el espesor de los tramos correspondientes al Arenig y Tremadoc se mantiene constante, mientras que el de los materiales del Cámbrico Superior se reduce más de 1.000 m. Este hecho es consecuente con la reducción general del espesor de la Serie de los Cabos hacia el O y con la probable ausencia de sedimentos cámbricos en la misma en el límite occidental de la Zona Asturoccidental-leonesa (MATTE, 1968; PEREZ-ESTAUN, 1975).

1.1.3 EL PROBLEMA DE LA TRANSICION DE LA SERIE DE LOS CABOS A LAS PIZARRAS DE LUARCA: LA SERIE DE TRANSICION Y LA CUARCITA DE SABUGO (O₂q)

Tal como se observa en la cartografía la transición de la Serie de los Cabos a las Pizarras de Luarca, se realiza de modo diferente al E y O del cabalgamiento de Barayo. Estas diferencias se encuentran sintetizadas en la figura 2, y como puede apreciarse, el problema principal lo plantea la correlación de los niveles cuarcíticos.

La diferencia principal entre las sucesiones de Luarca y Cabo Cuerno, la constituye el hecho de que se destaque en la segunda un grueso nivel cuarcítico cartografiable en la parte superior de la Serie de los Cabos. Aparte de este hecho, las correlaciones pueden realizarse sin ninguna dificultad, tal como muestra la figura 2. Sin embargo, estas sucesiones no se correlacionan de modo inmediato con la situada más al O, donde por en-

cima de la Serie de los Cabos existe una serie de transición, pero en la que falta la Cuarcita de Sabugo (O_{2q}), presente en las anteriores. Los únicos datos paleontológicos existentes (presencia de diferentes especies de *Cruziana* del «Grupo *rugosa*») no aportan ninguna precisión a la escala de estas correlaciones. Por ello, son posibles dos interpretaciones: 1) la serie de transición del anticlinal de La Caridad es equivalente a los niveles situados por debajo de la Cuarcita de Sabugo en las otras sucesiones, con lo cual esta cuarcita desaparecería hacia el O (enlace A en la figura 2), y 2) la Cuarcita de Sabugo equivale a los niveles culminantes de la Serie de los Cabos, en el anticlinal de La Caridad (enlace B en la figura 2).

Los datos existentes tanto en la presente Hoja como en las vecinas parecen coherentes con la primera de las interpretaciones antes citadas. Así, desde el punto de vista litológico, los niveles basales de las Pizarras de Luarca en el anticlinal de La Caridad (Serie de transición), son comparables a los niveles situados por debajo de la Cuarcita de Sabugo en el resto de las zonas; en adición, en la vecina Hoja de Boal, la «Serie de Transición» comporta a lo largo del anticlinal de Doiras niveles muy arenosos hacia la parte superior, que podrían ser equivalentes a dicha cuarcita. Los escasos yacimientos paleontológicos existentes indican una edad Ordovícico Medio para los niveles basales de las Pizarras de Luarca en el anti-

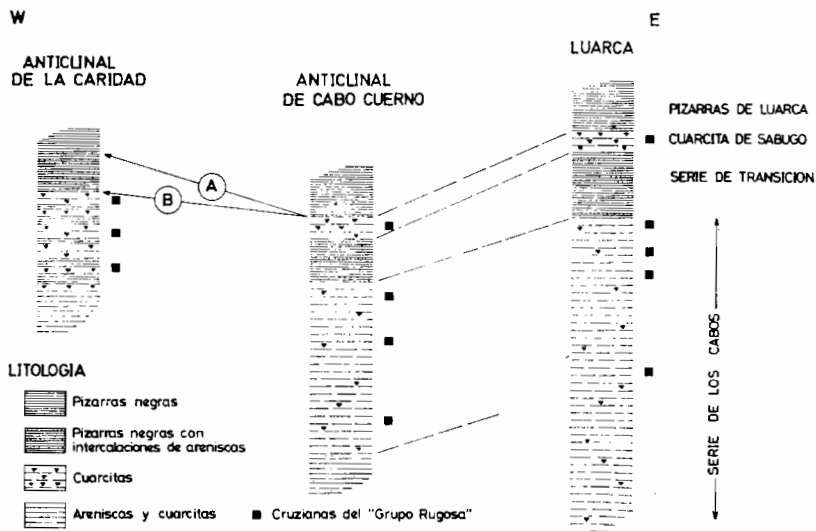


Figura 2.—Niveles de transición entre la Serie de los Cabos y las Pizarras de Luarca, mostrando la posición de la Cuarcita de Sabugo, en tres sucesiones diferentes a lo largo de la Hoja (para interpretación, ver texto).

clinal de La Caridad (LLOPIS, 1961; MARCOS, 1973); admitiendo la correlación antes establecida, tanto la Cuarcita de Sabugo como los niveles pizarrosos situados por debajo de ella deben corresponder también al Ordovícico Medio.

1.1.4 EL ORDOVICICO MEDIO: LAS PIZARRAS DE LUARCA (O₂)

Las Pizarras de Luarca se caracterizan por poseer una gran uniformidad de facies, estando constituidas por pizarras negras masivas ricas en sulfuros de hierro. Algunos niveles delgados de hierros oolíticos se encuentran intercalados en la formación, siendo relativamente constantes los situados inmediatamente por encima de la Cuarcita de Sabugo. Asimismo, en varias localidades se ha podido registrar la presencia de niveles con nódulos arcillosos.

El espesor de las Pizarras de Luarca varía notablemente a través de la Hoja; el máximo espesor se alcanza en la zona de Navia (1.200 m. aproximadamente), mientras al E y O disminuye notablemente (500 m. en los alrededores de Luarca y 300 m. al O de Viavélez). Las características sedimentológicas de las Pizarras de Luarca (pizarras negras con poco material detrítico, materia orgánica y sulfuros de hierro) sugieren una sedimentación en un medio euxínico.

Por lo que respecta a la edad, las pizarras de Luarca han sido atribuidas al Ordovícico Medio desde los primeros tiempos de PRADO (1857); este autor cita en los alrededores de Luarca una fauna constituida por Trilobites (*Neseuretus* y otros), Lamelibranquios y Cistoideos. Con estos datos, la formación puede ser atribuida al Ordovícico Medio. Los datos proporcionados por otros autores fuera del ámbito de la Hoja ha permitido la caracterización del Llanvirn y Llandeilo (PELLO & PHILIPPOT, 1967; WALTER, 1968; MARCOS, 1973; JULIVERT & TRUYOLS, 1974).

1.2 ORDOVICICO MEDIO? Y SUPERIOR: LA FORMACION AGÜEIRA (O₂₋₃)

Los materiales paleozoicos más modernos ocupan un amplio núcleo sinclinal en el centro de la Hoja (sinclinal de Puerto de Vega) y están constituidos por areniscas, siltitas y pizarras depositadas por corrientes de turbidez (MARCOS, 1970, 1973; JARITZ & WALTER, 1970; CRIMES, MARCOS & PEREZ-ESTAUN, 1974). El techo de la sucesión en este sinclinal se encuentra truncado por la erosión y el espesor máximo visible es del orden de los 1.500 m. Un afloramiento más reducido se encuentra en el extremo noroccidental de la Hoja. Las areniscas de la Formación Agüeira presenta las características normales de una turbidita, incluyendo flute y groove cast y una secuencia de estructuras sedimentarias ordenada de acuerdo con el modelo de BOUNA (1962) (fig. 3). Las pistas fósiles características de

medios marinos profundos son raras, si bien en la parte inferior de la sección de Puerto de Vega se ha reconocido la presencia de *Spirophyucus*, *Granularia* y *Protopaleodictyon* (CRIMES et alt., *op. cit.*). Por lo que respecta a la variación vertical de facies a través de esta sucesión, puede afirmarse en términos generales que en la parte inferior predominan las turbiditas A, mientras que en los niveles superiores las turbiditas B o C son más comunes. La dirección de las paleocorrientes es muy constante y se mantiene más o menos paralela al trazado arqueado de las estructuras hercinianas; de esto puede deducirse que muy probablemente las corrientes de turbidez se movían de S a N axialmente en relación con el surco.

Si bien no se han encontrado fósiles en la Formación Agüeira dentro de esta Hoja, los datos existentes en áreas vecinas prueban que en ellas

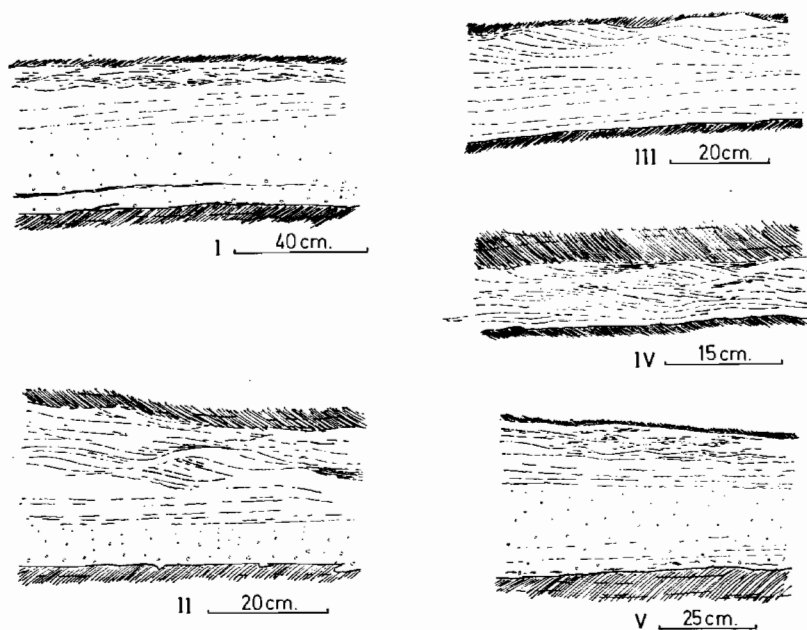


Figura 3.—Capas de arenisca en la Formación Agüeira mostrando la sucesión ordenada de las diferentes divisiones típicas de una turbidita. I, II y V, secuencias ABC (D) E; nótese en I la amalgamación de capas y en V la presencia de laminación paralela cerca de la base de la división A. III y IV, secuencias constituidas por las divisiones BC y C, respectivamente. En rayado denso, división interturbidítica (E y eventualmente D). Acatilado de la costa en Tornil, al E de Puerto de Vega.

se encuentra representado el Caradoc (MARCOS, 1970; PEREZ-ESTAUN, 1975); el hecho de que los fósiles que se sitúan en la formación subyacente indiquen una edad Llanvirn deja en pie la posibilidad de que sus niveles basales se sitúen aún en el Llandeilo.

En la mitad oriental de la Hoja, por encima de las pizarras negras típicas de la Formación Luarca se sitúan niveles de pizarras con laminaciones silíceas muy finas. Estos niveles han sido considerados en publicaciones anteriores como equivalentes distales de la Formación Agüeira (MARCOS, 1973); sin embargo, dadas las dificultades que plantea su diferenciación cartográfica en el interior de la Hoja, estos niveles han sido incorporados a las Pizarras de Luarca.

1.3 CUATERNARIO Y PLIO-CUATERNARIO (QRm; QC; QAr; QS; QAI; QL; QP; Q)

1.3.1 LAS RASAS

Un rasgo importante del modelo plio-pleistoceno en el sector costero asturiano lo constituyen las rasas y los depósitos más interesantes son los que se encuentran en relación con ellas. MARY (1967) ha distinguido:

- 1) Los restos de una superficie a 168 m.
- 2) La rasa general del occidente asturiano, a 150 m.
- 3) Los depósitos marinos inferiores a la rasa.

1.3.1.1 Los restos de la superficie de 168 metros

En las Hervedosas de Otur, LLOPIS LLADO (1964) señaló la presencia de cantos, que posteriormente MARY (1967) reconoció como marinos litóclastos y relacionó con el nivel más alto de la península de Peñas (260 m. en el Monte Areo) y del oriente de Asturias (MARY, 1971). La edad de esta antigua superficie de abrasión es difícil de precisar; cerca de Avilés, en arcillas sobre dicha superficie, se ha encontrado polen de edad Esparnaciense (MARY & MEDUS, 1971), pero en Asturias occidental la misma superficie debe ser miocena. Por su escasa extensión, ninguno de estos materiales ha sido representado en el mapa.

1.3.1.2 La rasa del occidente asturiano

Esta rasa soporta dos tipos de depósitos: cantos marinos (QRm) y materiales de piedemonte (QC).

Los depósitos de cantos (con arenas asociadas) están diseminados por la superficie de la rasa. Los cantos son de cuarcita y de procedencia local; sobre su origen marino están de acuerdo todos los autores (GRISEZ, 1961;

HERNANDEZ-PACHECO & ASENSIO AMOR, 1961, 1964; MARY, 1967-1971). A pesar de opiniones en contra (HERNANDEZ-PACHECO & ASENSIO AMOR, 1961, 1964; ASENSIO AMOR, 1970), la rasa debe interpretarse como una antigua superficie de abrasión marina y su edad es contemporánea con la del nivel de 160 m. de la costa de Asturias.

Los materiales de piedemonte están bien desarrollados al pie de relieves formados por la Serie de los Cabos. En general se trata de fragmentos no calibrados, en una matriz arenosa. En La Caridad se ven reposar netamente sobre depósitos marinos; su edad estaría, pues, comprendida entre el momento de la retirada del mar y la excavación de los valles en la rasa emergida y correspondería al Plioceno Superior o al Villafranquiense Inferior

1.3.1.3 Los depósitos pleistocenos

Durante el Pleistoceno tuvo lugar el encajamiento de la red hidrográfica en la rasa, que se realizó correlativamente con las oscilaciones marinas glacioeustáticas y los movimientos epirogénicos. A lo largo de la costa asturiana se reconocen tres niveles marinos: a 28-30 m., 12-15 m. y 6-7 m. (MARY, 1968-1971), bien visibles especialmente en la desembocadura del Esba (Hoja de Busto de Luarca). En el área entre Luarca y La Caridad estos depósitos son relativamente escasos; se les conoce, por ejemplo, en la ría de Navia, en el Km. 1 de la carretera a Villayón (nivel de 28-30 m.), y al E de la playa de Otur (nivel de 6-7 m.). El nivel de 7 m. representa, en La Franca (oriente de Asturias), oscilaciones marinas durante el interglaciar Riss-Würm y al principio del Würm. El nivel de 28-30 m. podría corresponder al interglaciar Mindel-Riss (Siciliense Medio = Milaziense) o incluso al Gunz-Mindel (Calabriense Medio = Emiliense) (MARY, MEDUS & DELIBRIAS, 1975).

En el extremo de Cabo Cuerno existen coladas de soliflucción (QS) formadas durante la primera parte del Würm, antes del ascenso marino intra-würmiense. A la segunda mitad del Würm corresponden derrubios consolidados en la playa de Villar de Sabugo; depósitos similares en las playas de Frejulfe y de Permenade son tardiglaciares.

Finalmente, hay que citar los depósitos de la ría de Navia, cuyo espesor es de 37-40 m.; y que consisten en gravas, arenas y limos, fluviales y marinos (HERNANDEZ-PACHECO & ASENSIO AMOR, 1964). La excavación fue una consecuencia del descenso del nivel del mar durante el Würm, y el depósito lo es del ascenso marino durante el Versiliense, habiéndose alcanzado un nivel del mar algo superior al actual (MARY, 1968 b; MARY, MEDUS & DELIBRIAS, 1975).

1.3.2 LOS DEPOSITOS ACTUALES

Están formados esencialmente por las playas actuales (QP), los fondos

aluviales (QAI), derrubios de ladera (QL) y suelos. Estos últimos depósitos han sido señalados tan sólo donde impiden de un modo efectivo la observación del sustrato, como, por ejemplo, en la mayor parte de la superficie de la rasa (QAr). También se han representado en la cartografía otros depósitos actuales indiferenciados (Q).

2 TECTONICA

La estructura de la Hoja es el resultado de una deformación polifásica acompañada de metamorfismo regional de bajo grado durante la orogénesis herciniana. Para efectos de la descripción se comenzará señalando las características generales de las estructuras visibles en el mapa, para más adelante describir las estructuras originadas en cada una de las fases.

2.1 LAS GRANDES ESTRUCTURAS

El estilo cartográfico general viene marcado por una serie de cabalgamientos y pliegues de trazas axiales SSO-NNE. Algunos de estos pliegues muestran una geometría compleja como resultado de la superposición de pliegues de primera y tercera fase; a este respecto, algunas de las secciones transversales que acompañan al mapa son suficientemente ilustrativas. Desde el punto de vista de la complejidad de las estructuras, la Hoja se encuentra dividida en dos partes por el cabalgamiento que alcanza el mar en la playa de Barayo. Al O de este cabalgamiento existe en primer lugar un sinclinal simple en cuyo núcleo aflora la Formación Agüeira (sinclinal de Puerto de Vega), sigue una zona replegada ocupada por las Pizarras de Luarca y, por último, en el extremo O, se alcanza el gran anticlinal de La Caridad, cuyo núcleo se encuentra afectado por un cabalgamiento. Al E del cabalgamiento de Barayo, la estructura es más complicada en su detalle; así, entre el anticlinal de Cabo Cuerno y el afloramiento más oriental de la Serie de los Cabos, se extiende una zona sinformal en la que las estructuras de primera y tercera fase alcanzan un gran desarrollo.

2.2 LAS FASES HERCINIANAS DE DEFORMACION

De acuerdo con lo indicado al comienzo de este capítulo, en la Hoja se ponen de manifiesto tres fases hercinianas de deformación. En resumen, existe una primera fase, caracterizada por pliegues vergentes al E, acompañados por una esquistosidad de flujo; una segunda, que se pone de manifiesto por cabalgamientos, y una tercera fase, que da lugar a pliegues acompañados por una esquistosidad de crenulación que originan el replegamiento general de las estructuras precedentes. Después de la tercera

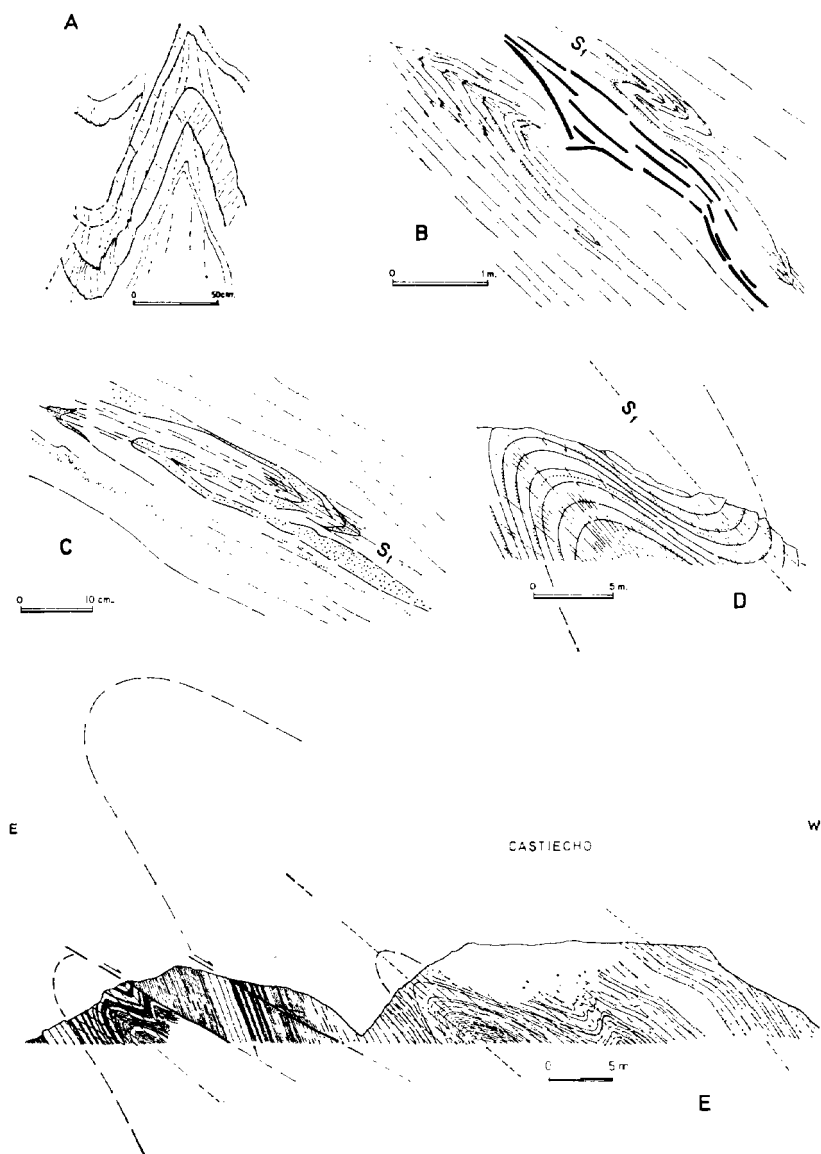


Figura 4.—Características geométricas de los pliegues de primera fase: A, Playa de Frejulfe; B y C, Playa de Sabugo; D y E, Al E de la playa de Sabugo. (B, C, D y E según MARCOS, 1973).

fase de deformación, la estructura de la zona se encuentra ya totalmente constituida y con posterioridad solamente se desarrollan algunas estructuras póstumas que no afectan a la estructura general a escala cartográfica.

2.2.1 LAS ESTRUCTURAS DE PRIMERA FASE

La presencia de una esquistosidad de flujo generalizada constituye la característica más destacada de la primera fase de deformación. Esta esquistosidad se encuentra en relación con pliegues de diversos órdenes de dimensiones. Dejando aparte los grandes pliegues a los que se ha hecho referencia antes, los pliegues menores de primera fase muestran una geometría variable (fig. 4). En general, se trata de pliegues asimétricos, a veces isoclinales, vergentes al E, cuya geometría varía desde pliegues similares a pliegues de tipo chevron. En relación con estos pliegues, la esquistosidad de flujo se dispone axialmente o bien formando abanicos convergentes o divergentes poco marcados. La intersección de la esquistosidad y la estratificación define una lineación de intersección que en general es subhorizontal sobre el terreno. Por lo que respecta a la esquistosidad de flujo, microscópicamente viene marcada por una orientación de los minerales que constituyen la roca (cuarzo, clorita y moscovita, principalmente). En algunas muestras se puede deducir que los fenómenos de disolución por presión han jugado un papel importante en la formación de la esquistosidad. Sobre los planos de esta esquistosidad de flujo es visible en algunas localidades una lineación de crecimiento de minerales que se dispone subperpendicularmente con respecto a los ejes de los pliegues o las lineaciones de intersección. En adición, la deformación interna sufrida por las rocas se pone de manifiesto en varias localidades por la deformación de diferentes objetos preorogénicos, principalmente fósiles, nódulos y oolitos de mineral de hierro.

La disposición actual de la esquistosidad de flujo no es original, sino el resultado de la superposición de las fases de deformación posteriores, principalmente la tercera fase.

2.2.2 LAS ESTRUCTURAS DE SEGUNDA FASE

Tal como ha sido definida con anterioridad (RIBEIRO, 1970; MARCOS, 1971, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975) la segunda fase herciniana se pone de manifiesto por cabalgamientos y estructuras menores asociadas (pliegues y esquistosidades de crenulación). Dentro de la Hoja existen varios cabalgamientos, aunque no han sido observadas estructuras menores. Estos cabalgamientos cortan los pliegues de primera fase y se encuentran deformados juntamente con ellos por las estructuras de tercera fase.

Como se puede observar en la cartografía, estos cabalgamientos muestran un trazado NNE-SSO muy rectilíneo y vergencias hacia el E. Su impor-

tancia es variable, destacando el cabalgamiento de Barayo que separa dominios paleogeográficos ligeramente diferentes.

2.2.3 LAS ESTRUCTURAS DE TERCERA FASE

Durante esta fase se producen una serie de estructuras de órdenes de dimensiones muy diferentes, desde pliegues a escala del mapa hasta micropliegues (crenulaciones) a escala microscópica.

A escala cartográfica, se destacan pliegues cuya relación amplitud/longitud de onda es generalmente baja y que modifican la disposición original de las superficies de referencia preexistentes (estratificación y esquistosidad de flujo), dando lugar a la verticalización u horizontalización de estas superficies, lo cual controlará como veremos las estructuras menores desarrolladas en relación con estos.

La existencia de estructuras previas (pliegues mayores de primera fase y cabalgamientos) condicionará la localización de los pliegues de tercera fase; así, los antiformales de esta fase tienden a coincidir con zonas donde existe una superposición tectónica importante de materiales, debida a los pliegues de primera fase o a los cabalgamientos (fig. 5).

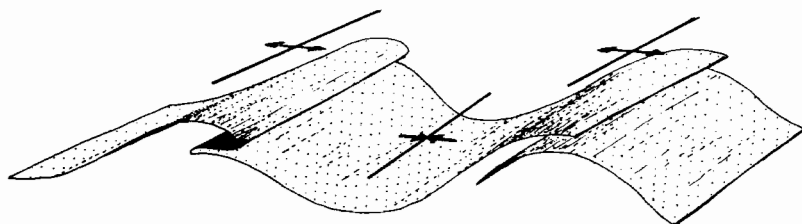


Figura 5.—Posición de los antiformes y sinformes de tercera fase en relación con las estructuras preexistentes.

Durante esta tercera fase se origina una serie de estructuras menores de geometría variable, que va desde pliegues similares a pliegues tipo kink-band, pero que llevan siempre asociados una esquistosidad de crenulación (fig. 6). La distribución de estas estructuras no es uniforme a través de la Hoja, pudiéndose observar cómo algunas de estas muestran una disposición a lo largo de bandas, más o menos paralelas (fig. 7). Esto es debido a que las superficies anteriores no presentan una disposición uniforme, sino que al contrario su posición es diferente según zonas, debido a las deformaciones anteriores y a los propios pliegues mayores de fase 3, dando lugar a zonas con la anisotropía orientada de un modo favorable para la

formación de estructuras (p. e., zonas con esquistosidad de flujo horizontalizada donde se originarán pliegues y crenulaciones subverticales) mientras que otras zonas presentan orientaciones de la anisotropía desfavorables para la formación de este tipo de estructuras, originándose otras de distinto tipo (p. e., zonas con esquistosidad de flujo verticalizada donde se originan kink-bands subhorizontales).

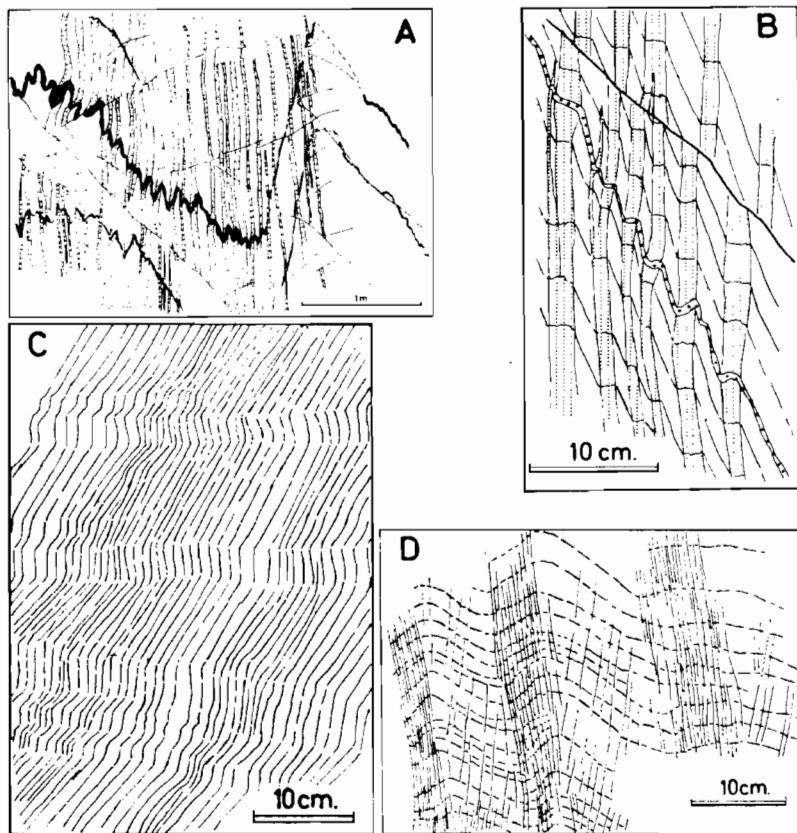


Figura 6.—Estructuras menores de tercera fase: A y B, Pliegues menores de tercera fase en capa de cuarzo, acompañada por esquistosidad de crenulación que da lugar a un «tectonic banding» (Punta Percebera, al O de Luarca); C, Kink-bands inversos subhorizontales en los alrededores de Navia; D, Micropliegues y crenulaciones asociadas en Las Cuevas, al O de Luarca.

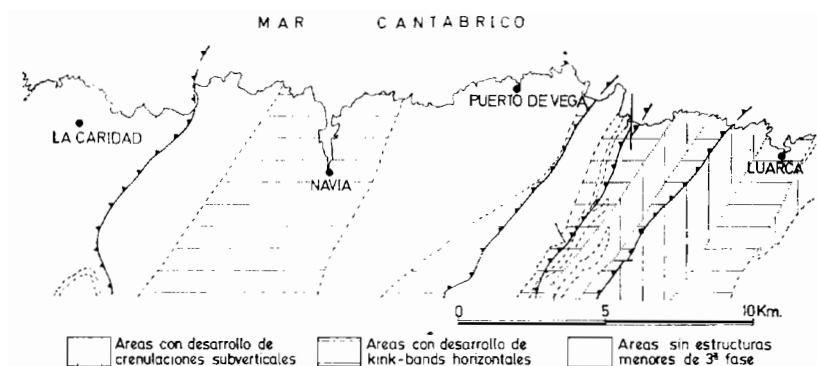


Figura 7.—Distribución de las estructuras menores de tercera fase a través de la Hoja.

La esquistosidad de crenulación, que acompaña a los pliegues de tercera fase, viene definida por planos de debilidad en relación con el microplegamiento de una anisotropía anterior (generalmente la esquistosidad de flujo). Como consecuencia del microplegamiento se originan gradientes de presión que causan la disolución del material (principalmente cuarzo) en zonas de mayor presión y su posterior precipitación en zonas de más baja presión, dando lugar a la formación de una serie de bandas claras (zonas enriquecidas en cuarzo) y bandas oscuras (zona de mayor concentración de material insoluble) que es lo que se conoce como «tectonic banding» (ver MARCOS, 1973).

2.2.4 LAS DEFORMACIONES TARDIAS

Con posterioridad a las tres fases hercinianas principales, las estructuras que se originan afectan poco a la estructura general de la Hoja. Entre las estructuras póstumas pueden destacarse: un sistema de diaclasas de compresión de trazado ONO-ESE, kink bands y, en general, zonas de cizalla estrechas con trazado paralelo a las diaclasas y probablemente en relación con el mismo proceso y, por último, flexiones o pliegues suaves a trazas axiales aproximadamente E-O, que originan el cabeceo de algunos de los pliegues anteriores.

3 PETROGRAFIA

3.1 METAMORFISMO

Los materiales paleozoicos presentes en esta Hoja han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado, que origina paragénesis metamórfica nunca superior a la facies de los esquistos verdes, siendo las asociaciones más abundantes: cuarzo-clorita-moscovita-albita, cuarzo-clorita-moscovita-cloritoide y cuarzo-clorita-moscovita-biotita. Estas asociaciones permiten clasificar a las rocas como pertenecientes a la zona de la clorita y a la de la biotita; sin embargo, la aparición de biotita es escasa e irregular, por lo cual no es posible delimitar las áreas en las que está presente. Esta biotita, cuando aparece, lo hace siempre en cristales postectónicos tabulares y parecen relacionados con pulsaciones térmicas tardías. Las paragénesis con cloritoide deben corresponder a zonas con una composición química especial, lo cual viene también apoyado por la presencia, junto con el cloritoide, de algunos granates pseudomorfoseados a una masa de clorita.

De acuerdo con las paragénesis observadas, no es posible definir el tipo de metamorfismo presente en esta Hoja, pues las asociaciones citadas son comunes al inicio de diversas series de facies correspondientes a tipos diferentes de metamorfismo.

3.2 ROCAS IGNEAS

Las únicas manifestaciones ígneas intrusivas presentes en la Hoja lo constituyen una serie de filones de microgranitos con textura porfídica y cuya mineralogía es: cuarzo-plagioclasa-microclina-moscovita-clorita. Los feldespatos, con hábito frecuentemente idiomorfo, y el cuarzo constituyen los fenocristales que destacan en una mesostasis muy fina. Estos diques podrían estar relacionados con el magmatismo granítico tardío, observable en áreas adyacentes.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La Hoja de Luarca se caracteriza por la existencia de una espesa sucesión de sedimentos de edad Paleozoica Inferior, que fueron afectados por una deformación polifásica y metamorfismo regional de bajo grado durante la orogénesis herciniana. Los materiales más antiguos que se presentan pertenecen al Cámbrico Inferior (Cuarcitas de Cándana y Caliza de Vegadeo), si bien sus

afloramientos no permiten obtener datos precisos en cuanto a sus características estratigráficas o sedimentológicas. La formación siguiente (Serie de los Cabos, de edad Cámbrico Medio a Ordovícico Inferior) solamente aflora de modo completo en el anticlinal de La Caridad, donde está constituida por unos 3.500 metros de areniscas, cuarcitas y pizarras que muestran numerosas evidencias de su depósito en un medio marino somero. Sigue después la sedimentación de pizarras negras ricas en piritita y materia orgánica (Pizarras de Luarca, Ordovícico Medio) en un medio euxínico, representando probablemente un aumento en la profundidad del medio precursor de los depósitos profundos de la Formación Agüeira. La Formación Agüeira (Ordovícico Medio?-Superior) está constituida por turbiditas que ocupan un surco esencialmente paralelo a las estructuras hercinianas. La evolución en las condiciones de sedimentación, si bien puede seguirse parcialmente dentro de la Hoja, no puede ser establecida totalmente sin tener en cuenta los datos proporcionados por las áreas que la circundan. En este sentido, es ya conocido el modelo propuesto por MARCOS (1973) y que es aplicable perfectamente al ámbito de la Hoja.

Estos materiales sufrieron una deformación a través de tres fases principales durante la orogénesis herciniana. La primera y la segunda fase, que darían lugar respectivamente a pliegues y cabalgamientos como estructuras más destacadas, poseen un carácter tangencial muy marcado, con vergencias claras hacia el E; la tercera fase, sin embargo, origina el replegamiento general de la zona y carece de vergencias definidas, formándose en su transcurso pliegues de estilos y vergencias diferentes. Con posterioridad al desarrollo de estas tres fases, solamente se originan estructuras poco marcadas (flexiones suaves, diaclasas, fallas) que si bien contribuyen a una ornamentación de la estructura principal no la afectan esencialmente.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico pueden diferenciarse en el área de la Hoja dos tipos de materiales en función de sus posibilidades acuíferas.

En primer lugar, los materiales paleozoicos, que ocupan gran parte de la Hoja, están constituidos fundamentalmente por cuarcitas, areniscas y pizarras; su permeabilidad es deficiente, bien por su naturaleza arcillosa en el caso de las pizarras o bien como consecuencia de la recristalización metamórfica en el caso de cuarcitas y areniscas, haciendo que la porosidad eficaz sea prácticamente nula. Por otra parte, hay que tener en cuenta que se trata de una zona con altos valores de pluviosidad (más de 1.000 mm. anuales), repartida uniformemente a lo largo de todo el año, lo cual da lugar a una

importante escorrentía superficial favorecida por la existencia de un relieve con desniveles y pendientes notables.

En segundo lugar, están los materiales cuaternarios asociados a la rasa y a los cursos fluviales, constituidos en general por materiales detríticos integrados por cantos englobados en una matriz arcilloso-arenosa, formando un conjunto poco consolidado de gran permeabilidad. Sólo localmente puede verse disminuida esta permeabilidad como consecuencia de un predominio de materiales arcillosos. Las características hidrogeológicas de estos materiales están condicionadas además por su espesor reducido (generalmente inferior a 10 m.), la existencia de un substrato impermeable constituido por el Paleozoico antes descrito, y por último por una topografía con muy poco relieve. Estos factores conducen a una falta de drenaje, lo cual favorece la acumulación de cantidades importantes de agua.

5.2 MINERIA Y ROCAS INDUSTRIALES

El área comprendida dentro de la Hoja de Luarca ha despertado el interés de los estudiosos de la minería del hierro desde tiempos muy antiguos. A este respecto destacan los estudios realizados por HERNANDEZ SAMPELAYO (1916) y ADARO & JUNQUERA (1916). En épocas más recientes, la publicación realizada por LLOPIS (1963) se ocupa también de este problema. Por último, FARBER & JARITZ (1964) y MARCOS (1973), sitúan en la sucesión estratigráfica algunos horizontes de hierro oolítico.

La mayor parte de los indicios de mineral de hierro existentes se sitúan al E del cabalgamiento de Barayo, si bien al O se han citado también algunas localidades, como por ejemplo, Coaña y Folgueras. Todos estos horizontes ferríferos se sitúan dentro de las Pizarras de Luarca. Así, dentro de la serie de transición se individualizan varios niveles de oolitos de chamosita. Encima de la cuarcita de Sabugo existe también un horizonte ferrífero relativamente constante de algunos decímetros de espesor. Ya en las Pizarras de Luarca (s. str.) existen de forma análoga varios niveles ferríferos generalmente de hematites y que a veces aparecen como hierros oolíticos.

Hay que citar también la existencia de diversos tipos de rocas explotables. Así, las Pizarras de Luarca son, en algunas localidades, duras y de buena calidad para techar. Las areniscas y, en particular, las que aparecen como gravas en los depósitos cuaternarios cercanos a la costa contienen arcillas útiles para la industria cerámica. A este último respecto, la arcilla que existe en la tejera de Cartavío contiene un 20 por 100 de partículas de tamaño superior a 0,040 mm.; se trata de cuarzo muy fino y pequeños cantos de pizarras. La caolinita y la illita desgradada (y en menor proporción gibsita) componen estos materiales, los cuales se han originado por alteración de un depósito de cantos de Pizarras de Luarca en un clima templado relativamente cálido y húmedo.

6 BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. de, & JUNQUERA, G. (1916).—«Hierros de Asturias». *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.* (Criaderos de hierro de España, t. II), 610 pp., 35 figs., 12 láms. Madrid.
- ARBOLEYA, M. L. (1973).—«Notas sobre los icnofósiles del Cámbrico de la costa asturiana entre Cudillero y Ballota (NO de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XVIII, núm. 3, pp. 37-42, 3 figs. Oviedo.
- ASENSIO AMOR, I. (1970).—«Rasgos geomorfológicos de la zona litoral galaico-astúrica en relación con las oscilaciones glacioeustáticas». *Estudios Geol.*, t. 26, pp. 29-91.
- BALDWIN, C. T. (1975).—«The stratigraphy of the Cabos Series in the section between Cadavedo and Luarca, Province of Oviedo, NW Spain». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 1, pp. 1-16. Oviedo.
- 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.
- COMTE, P. (1938).—«La succession lithologique des formations cambriennes du Léon (Espagne)». *71ème. Congr. Soc. Sav. Nice*, pp. 181-183.
- 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.
- FARBER, A., & JARITZ, W. (1964).—«Die Geologie des Westasturischen Kutengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien)». *Geol. Jb.*, t. 81, pp. 679-738, 3 figs., 4 láms. Hannover.
- GRISEZ, L. (1961).—«Etude de quelques formations de l'Ouest des Asturies». *Bull. Assoc. Géogr. Franc.*, vol. 298, pp. 52-58.
- HERNANDEZ PACHECO, F., & ASENSIO AMOR, I. (1961).—«Material sedimentario sobre la rasa cantábrica. Tramo asturiano comprendido entre Santiago de Villapedre (Navia) y Cadavedo (Luarca)». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (G)*, t. 59, pp. 207-223.
- (1964).—«Recientes investigaciones sobre la génesis de la rasa litoral cantábrica (Tramo final del valle del río Navia, Asturias)». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (G)*, t. 62, pp. 61-89.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1916).—«Criaderos de hierro de Los Oscos y criaderos de Luarca». *Criaderos de hierro de España*, t. II (Criaderos de Asturias), pp. 611-668, 13 figs., 4 láms. Madrid.

- (1942).—«El sistema siluriano». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 2 (I, II), 1 vol., 848 pp. Madrid.
- JARITZ, W., & WALTER, E. (1970).—«Faziesuntersuchungen im Altpalaozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo)». *Geol. Jb.*, vol. 88, pp. 509-552, 6 figs., 14 láms. Hannover.
- JULIVERT, M., & TRUYOLS, J. (1973).—«La coupe du Cabo Peñas, une coupe de référence pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne». *C. R. Somm. Geol. Fr. Paris*, fasc. 6, pp. 241-243, 1 fig.
- 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.
- LOTZE, F. (1945).—«Einige probleme der Ibersichen Meseta». *Geotekt. Forsch.*, núm. 6, pp. 1-12. Berlín (Traducido por J. M.º Ríos: «Algunos problemas de la Meseta Ibérica». *Pub. Extr. Geol. España*, t. V, pp. 43-58, 1 fig. Madrid, 1950).
- (1957).—«Zum Alter nordwstspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen». *N. Jb. Geol. Palaont., Mh.*, t. 10, pp. 464-471. Stuttgart.
- LOTZE, F., & SDZUY, K. (1961).—«Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie». *Akad. Wiss. Lit., Abh. math. naturw. Kl*, núms. 6-8, pp. 1-411 (283-693), 34 láms., Mainz (Traducido por J. Gómez de Larena: «El Cámbrico de España». *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.*, t. 75, 256 pp., 48 figs. Madrid, 1970).
- LLOPIS LLADO, N. (1956).—«Los depósitos de la costa cantábrica entre los cabos Busto y Vidio». *Speleon*, t. VI, núm. 4, pp. 333-347, 5 figs. Oviedo.
- (1961).—«Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de wolframio». *Brev. Geol. Ast.*, año V, núms. 3-4, pp. 3-52.
- (1963).—«Estudio geológico de los alrededores de Luarca (Asturias)». *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*, núm. 74, pp. 15-72, 26 figs., 7 láms., 1 map. F. t. Madrid.
- (1964).—«Sur la paléotectonique des Asturies et ses rapports avec la moitié occidentale de la Penninsule Ibérique». *Brev. Geol. Ast.*, año VIII, núms. 1-4, pp. 92-140, 15 figs. Oviedo.
- 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 hercínianas 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 hercíniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geol.*, núm. 6, pp. 1-113, 68 láms., 66 figs. Oviedo.
- MARY, G. (1967).—«Les niveaux marins fossiles de la région de Otur (Luarca, Asturias, Espagne)». *Bull. Soc. Linn. de Normandie*, 10e ser., 8e vol., pp. 38-52.

- [1968].—«Les formations marines actuelles et fossiles a l'embouchure du río Esba (Luarca, Asturias, Espagne)». *Cah. ocean.*, 20e ser., 8e vol., pp. 683-693.
- [1970].—«La rasa cantabrique entre Luarca et Ribadeo (Asturies, Espagne)». *Brev. Geol. Ast.*, núm. 4 pp. 45-48, 1 fig. Oviedo.
- [1971].—«Les formations quaternaires de la cote asturienne (Espagne) entre Ribadesella et Comillas». *Bull. A. F. E. Q.*, vol. 2, pp. 111-118.
- [1972].—«Le Quaternaire du Cap de Esbarrodoiro (Luarca, Asturias, Espagne)». *Brev. Geol. Ast.*, año XVI, núm. 4, pp. 53-56, 1 fig. Oviedo.
- MARY, G., & MEDUS, J. (1971).—«Présence de Sparnacien à la base d'une "rasa" au Monte Granda a l'Ouest des Asturias (Asturies, Espagne)». *C. R. Soc. Géol. Fr.*, núm. 17, p. 125.
- MARY, G.; MEDUS, J., & DELIBRIAS, G. (1975).—«Le Quaternaire de la côte asturienne (Espagne)». *Bull. A. F. E. Q.*, vol. 1, pp. 13-23.
- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127, 128 figs., 3 láms. Grenoble.
- MELENDEZ, B., & ASENSIO AMOR, I. (1964).—«El yacimiento de trilobites del Cámbrico medio de Presa (Monte Pruidas, Castropol, Asturias)». *Brev. Geol. Ast.*, año VIII, núms. 1-4, pp. 28-36, 1 fig. 2 láms. Oviedo.
- PELLO, J., & PHILIPPOT, A. (1967).—«Sur la présence du Llanvirn au Puerto Sueve (zone orientale des Asturias, NW de l'Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 4, pp. 156-157, 1 fig. Paris.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona asturoccidental-leonesa (W de León, NW de España)». Tesis. Universidad de Oviedo.
- PRADO, C. (1857).—«Lettre a M. de Verneuil sur les terrains siluriens des Asturias». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2e sér., t. XV, pp. 91-93. Paris.
- RIBEIRO, A. (1970).—«Position structurale des Massifs de Morais et Braganca (Tras-os-Montes)». *Com. Ser. Geol. Portugal*, t. LIV, pp. 115-138, 5 figs. Lisboa.
- RUIZ, F. (1971).—«Geología del sector Norte del anticlinorio del Narcea». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 3, pp. 39-46, 4 figs. Oviedo.
- SCHULZ, G. (1958).—«Descripción geológica de la provincia de Oviedo». Edit. José González, 1 vol., 138 pp., 1 map. 1:400.000 (fecha 1857), 1 map. topográfico, 1 lám. cortes. Madrid.
- SDZUY, K. (1968).—«Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de Los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables». *Trabajos de Geol.*, núm. 2, pp. 45-58, 1 fig. Oviedo.
- WALTER, R. (1968).—«Die Geologie in der nordostlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien)». *Geotekt. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70, 8 figs., 5 láms. Stuttgart.
- ZAMARREÑO, I.; HERMOSA, J.; BELLAMY, J., & RABU, D. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (Zona asturoccidental-leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48, 4 figs. Oviedo.

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

