



# IGME

49

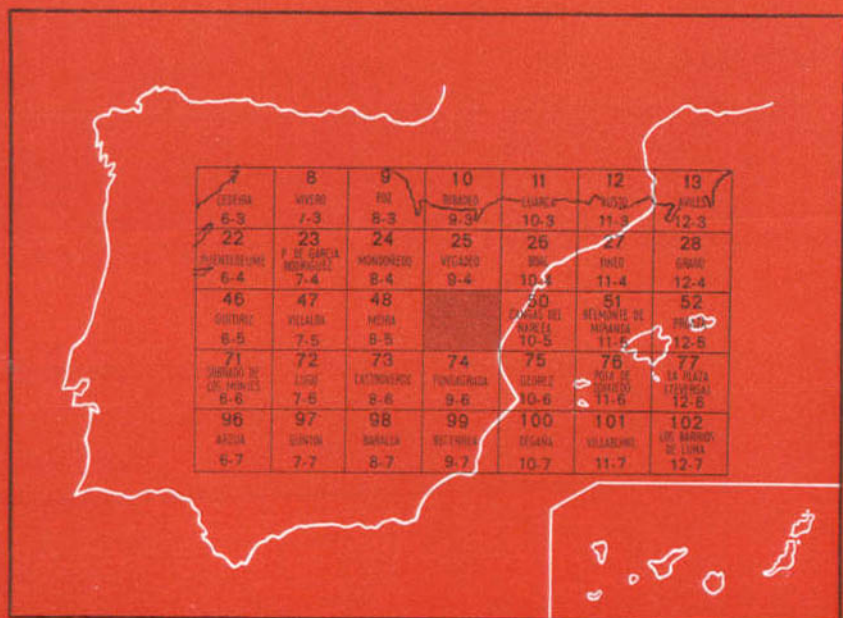
9-5

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

### SAN MARTIN DE OSCOS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

E. 1:50.000

**SAN MARTIN DE OSCOS**

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA

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

*Paleontología:* J. Truyols.

*Supervisión y control por el IGME:* A. Huerga.

*Cartografía:* Alberto Marcos.

*Memoria:* Alberto Marcos y Francisco Ruiz (Geología económica).

Colaboradores: M. L. Arboleya, F. Bastida, J. Galán, M. Julivert, F. J. Martínez, I. Méndez-Bedia, A. Pérez-Estaún, J. A. Pulgar, F. Ruiz, O. Suárez, I. Vargas e I. Zamarreño.

#### **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 - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M-17.020-1978

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

## 1 INTRODUCCION

La Hoja de San Martín de Oscos se encuentra situada en el límite de las provincias de Oviedo y Lugo, comprendiendo en su totalidad la comarca de Los Oscos. Desde el punto de vista orográfico, se trata de una región caracterizada por la existencia de una penillanura degradada disecada por la red fluvial actual. Este hecho condiciona la existencia de niveles de cumbres con una topografía suave, separados por valles muy encajados.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja se sitúa dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1972) y está constituida por materiales del Paleozoico Inferior, intensamente deformados durante la orogénesis herciniana.

Las primeras publicaciones que existen sobre la geología de esta Hoja, principalmente justificadas por la minería del hierro, se remontan a principios de siglo (ADARO y JUNQUERA, 1916; HERNANDEZ-SAMPELAYO, 1915). Los primeros datos modernos sobre la tectónica de la región de Los Oscos se encuentran en VALDES-LEAL (1965); con la publicación de los trabajos de MARCOS (1970, 1971 a, 1971 b, 1972, 1973), las bases cartográfica, estratigráfica y tectónica de la Hoja pueden considerarse bien establecidas.

Los datos existentes en esta Memoria sobre rocas ígneas y metamórficas han sido proporcionados por O. SUAREZ y F. J. MARTINEZ, respectivamente.

## 2 ESTRATIGRAFIA

Dejando aparte los depósitos cuaternarios, la totalidad de la Hoja se encuentra ocupada por terrenos del Paleozoico Inferior. Cinco formaciones pueden ser diferenciadas, que de abajo arriba son:

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

Con excepción de las calizas, que ocupan una extensión reducida, las formaciones antes citadas son de naturaleza detrítica y pizarrosa. Debido a la disposición de las estructuras, las diferentes formaciones ocupan franjas subparalelas orientadas N-S.

Desde el punto de vista paleogeográfico, los terrenos paleozoicos se encuentran ocupando dos dominios paleogeográficos diferentes, en la actualidad perfectamente delimitados por superficies de cabalgamiento; al E., un dominio caracterizado por una sucesión espesa y completa desde el Cámbrico al Ordovícico Superior (Dominio del Navia y alto Sil, de MARCOS, 1973), y al O., el Dominio del Manto de Mondoñedo, donde los materiales silúricos se apoyan, bien sobre la Serie de los Cabos (escama de Santa Eulalia de Oscos) o bien sobre las Pizarras de Luarca (sinclinal de Villadriid). El cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo constituye la solución de continuidad entre ambos dominios, que se realiza sin pasos graduales.

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

Esta formación se presenta exclusivamente en el núcleo del anticlinal del Eo, en la mitad occidental de la Hoja, donde constituye una serie de afloramientos discontinuos. La Caliza de Vegadeo ocupa en este sector una zona deprimida en el relieve —el valle de Logares y su prolongación hacia el N. y S.— y este hecho, unido a la intensa meteorización, dificulta su reconocimiento. Las principales observaciones pueden realizarse a lo largo de la carretera entre Villardiaz y Vega de Logares. Desafortunadamente, el hecho de que la caliza constituya el núcleo de un anticlinal, solamente permite la observación de la parte alta de la sucesión. Esta disposición anticlinal se evidencia bien por el hecho de que el nivel de pizarras verdes con Trilobites, que se superpone a la caliza, aparece siempre a ambos lados de ella. Tal como se ha indicado, los niveles inferiores de la formación —cons-

tituidos en otras localidades por calizas, calizas oolíticas y pizarras (DEBRENNE y ZAMARREÑO, 1975)— no afloran; sin embargo, la parte alta puede verse relativamente bien en las curvas de la carretera entre Villardíaz y Robledo. En estas localidades, la Caliza de Vegadeo se encuentra constituida por dos niveles: uno inferior, que constituye la mayor parte de la sucesión, formado por calizas y dolomías de color oscuro o negro, y otro superior, formado por una caliza blanca muy marmorizada. El estudio microscópico de las láminas delgadas no ha permitido poner de manifiesto en ninguno de estos niveles la textura original de la roca, pero su distinta apariencia debe corresponder, sin duda, a una diferencia estratigráfica. Por comparación con otras localidades de la Zona Asturoccidental-leonesa (ZAMARREÑO *et alt.*, 1975; DEBRENNE y ZAMARREÑO, 1975) y Cantábrica (ZAMARREÑO, 1972) puede pensarse que los 5-10 m. más superiores de esta sucesión corresponden al miembro superior de la Caliza de Vegadeo.

Una peculiaridad de la Formación Vegadeo en esta franja es la existencia, en su parte alta, de niveles de tobas ácidas con importante participación sedimentaria. El carácter volcánico se manifiesta por presencia de cristales subidiomorfos de albita, cuarzos corroídos y, menos frecuentemente, por clorita que parece pseudomorfosar anfíboles.

Por lo que respecta a su edad, los niveles de pizarras situados inmediatamente por encima de las calizas han dado, dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa, faunas del Cámbrico Medio, algunas de ellas bastante bajas (SDZUY, 1968). Debido a esto, se ha considerado con frecuencia a toda la Formación Vegadeo de edad Cámbrico Inferior. Los datos obtenidos por DEBRENNE y ZAMARREÑO (1975) en Cabeza de Campo (Ponferrada) demuestran una edad Cámbrico Inferior (Batoniense bajo) para el miembro inferior de la Caliza de Vegadeo; sin embargo, las facies típicas del miembro superior en diversas localidades de la Zona Asturoccidental-leonesa —Puerto de Piedrafita, Sufreiral (cerca de Ponferrada), Playa de Penarronda (al O. de Tapia de Casariego) y Ouria (al S. de Vegadeo), entre otras— parecen equiparables al miembro superior de la Formación Láncara de la Zona Cantábrica, de edad Cámbrico Medio bajo (ZAMARREÑO, 1972). En conclusión, si bien la mayor parte de la Formación Vegadeo —miembros inferior y medio— puede ser considerado de edad Cámbrico Inferior, las calizas del miembro superior se pueden atribuir al Cámbrico Medio.

## 2.2 CAMBRICO MEDIO ORDOVICICO INFERIOR:

### LA SERIE DE LOS CABOS (CA<sub>2</sub>; CA<sub>2</sub>-O<sub>1</sub>p; O<sub>1</sub>as; O<sub>1</sub>)

Los afloramientos de la Serie de los Cabos constituyen la mayor parte de la Hoja de San Martín. La formación solamente se presenta completa al O. del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo; en este sector —la mitad occidental de la Hoja— pueden diferenciarse desde el punto de

vista lintoestratigráfico los siguientes miembros, dentro de la Serie de los Cabos:

- a) Los niveles basales están constituidos principalmente por siltitas y pizarras verdes con Trilobites (CA<sub>2</sub>) (300 m.).
- b) Una potente alternancia de pizarras y siltitas, con escasas intercalaciones de areniscas, que hacia los 250-300 m. basales pasan a ser dominantes. El espesor de este miembro es difícil de precisar, pudiendo estimarse en unos 4.000 m. (CA<sub>2</sub>-O<sub>1p</sub>).
- c) Un miembro constituido por cuarcitas con intercalaciones de pizarras (capas inferiores del Eo, según WALTER, 1968) (200 m.) (O<sub>1as</sub>).
- d) Un nivel cuarcítico culminante de 20-50 m. de espesor (capas superiores del Eo, según el citado autor (O<sub>1</sub>).

Inmediatamente por encima de la Caliza de Vegadeo, se sitúan niveles pizarrosos ricos en fósiles que han sido individualizados por los autores alemanes con el nombre de «Faunenmergel»; estos niveles, que tienen aún una cierta proporción de Co<sub>3</sub>Ca, a veces en forma de nódulos, pueden dividirse en tres partes —claramente diferenciables en el sector Villardfiaz-Logares—, que de abajo arriba son:

Siltitas compactas, con alguna capa de pizarra y algún nivel margoso ... ..	25- 50 m.
Pizarras verdes con nódulos calcáreos ... ..	80- 90 m.
Pizaras verdes con fauna ... ..	200-250 m.

Como se ha indicado anteriormente, a estos niveles se superponen areniscas blancas o amarillentas, cuyo espesor varía según las localidades; así, al O. de Villardfiaz alcanzan un espesor máximo de 300 m., que disminuye progresivamente hacia el S. Se trata de un tramo constituido esencialmente por areniscas blancas o amarillentas (el porcentaje de pizarras no sobrepasa, por lo general, el 20 por 100), regularmente estratificadas, en capas tabulares de 30-40 cm. de espesor y que como estructuras sedimentarias más frecuentes presentan laminación paralela y laminación cruzada tabular de ángulo muy bajo y lineaciones primarias de corriente. El grado de bioturbación en estas areniscas es prácticamente nulo. Hacia arriba y de modo gradual se pasa a una alternancia de pizarras y siltitas que se prosigue con pocas variaciones, por más de 3.000 m., hasta las capas inferiores del Eo. La mayor parte de estos niveles están constituidos por una estratificación de tipo lenticular (lenticular bedding), en la que alternan pelitas y areniscas muy finas o siltitas en capas centimétricas; hacia la parte inferior son muy frecuentes los ripple marks (tipo «wave») y burrows horizontales en los muros de las capas. Algunas intercalaciones aisladas de areniscas, semejantes a las que se sitúan en la base de este miembro, generalmente en tramos poco potentes (15-20 m.), se distribuyen esporádicamente por la sucesión.

Las capas inferiores del Eo se apoyan sobre los términos antes citados y están formadas por cuarcitas, areniscas y pizarras alternantes; la geometría de las capas suele ser tabular, existiendo laminación paralela y estratificación cruzada, siendo los ripples relativamente frecuentes. El espesor de las capas es variable, destacando algunas capas de areniscas o cuarcitas de más de 1 m. de espesor.

Las capas superiores del Eo, por último, están constituidas en su totalidad por cuarcitas blancas; la geometría de las capas es tabular, destacando en ellas la presencia de estratificación cruzada a gran escala y laminación paralela. En estos niveles, al igual que en las capas inferiores del Eo, existen diferentes tipos de icnofósiles clasificables, principalmente *Skolithos* y pistas de Trilobites (*Cruziana* y otras).

Al E. del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, la Serie de los Cabos aflora de modo incompleto a lo largo de la escama de Santa Eulalia de Oscos y en el núcleo del anticlinal de San Martín; en ambos afloramientos solamente se encuentra representada la parte superior de la Formación. La sucesión estratigráfica de estos niveles superiores es relativamente simple y en ella únicamente es posible diferenciar un horizonte culminante de cuarcitas (con un espesor del orden del antes citado para las capas superiores del Eo) que se apoyan sobre una alternancia monótona de cuarcitas, areniscas y pizarras intercaladas. Las capas inferiores del Eo no pueden, por tanto, ser diferenciadas.

Como ya se ha indicado anteriormente, los niveles basales de la Serie de los Cabos están constituidos en gran parte por pizarras verdes con fósiles (principalmente Trilobites), que permiten fijar el límite inferior de edad de la formación. Según datos de SDZUY (1968), procedentes de Bres (una localidad situada inmediatamente al N. de la Hoja), los niveles fosilíferos más bajos dentro de la «Faunenmergel» contienen Trilobites que corresponden a un nivel bajo dentro del Cámbrico Medio; en los niveles superiores se encuentran representados los diferentes subpisos distinguidos por dicho autor dentro del Cámbrico Medio hasta el subpiso de *Solenopleuropsis*. Los datos existentes dentro de la Hoja son más dispersos, aunque acuerdan bien con los proporcionados por SDZUY (1968); así, en Villardíaz, MARCOS (1973) cita la presencia de:

*Paradoxides mediterraneus*  
*Solenopleuropsis* cf. *marginata*

y, en Robledo, se ha podido precisar en el transcurso de este trabajo la presencia de *Conocoryphe heberti* (\*) y *Solenopleuropsis* sp. (\*\*), según clasificación del profesor J. TRUYOLS (Universidad de Oviedo).

---

(\*) x = 323.980; y = 964.079.

(\*\*) x = 324.081; y = 964.030.



El resto de la Serie de los Cabos, hasta las capas inferiores del Eo, no contienen fósiles que permitan precisar su edad. En las capas inferiores y superiores del Eo existen pistas de Trilobites (principalmente *Cruziana*), que pueden aportar datos sobre su edad. Así, en la carretera de Villamea a Villaboa (\*\*\*) , se encuentran *Cruziana rugosa* y *C. goldfussi* (según clasificación de A. MARCOS). Estas especies corresponden principalmente al Ordovícico Inferior (y. en ocasiones, Medio). En adición, los fósiles encontrados inmediatamente por encima de la Serie de los Cabos, en muchas localidades a lo largo del sinclinal de Villaodrid y anticlinal de San Martín, corresponden al Ordovícico Medio (Llanvirn), como más adelante veremos.

En conclusión, la Serie de los Cabos se extiende temporalmente desde el Cámbrico Medio al Ordovícico Inferior (ambos inclusive); no existen datos paleontológicos que permitan deducir la existencia de Cámbrico Superior y Tremadoc dentro de ella, aunque probablemente se encuentren representados. Una división cronoestratigráfica de la formación no es posible debido a la ausencia de fósiles, quedando sin precisar dentro de la Serie de los Cabos los límites Cámbrico Medio-Cámbrico Superior, Cámbrico Superior-Tremadoc y Tremadoc-Arenig.

La interpretación de la Serie de los Cabos desde el punto de vista sedimentológico, no resulta sencilla debido tanto a su gran espesor como al gran período de tiempo que representa; a estas dificultades se suma la ausencia general de buenos afloramientos. En términos generales, la sedimentación tuvo lugar en un medio marino de poco fondo, aunque la variación de facies que dentro de este mismo medio presenta la Serie de los Cabos es grande. Así, se encuentran representadas facies intermareales, de barras de arena, submareales, etc. Comparando los afloramientos de la Serie de los Cabos, situados más próximos al antiforme del Narcea (ver BALDWIN, 1975) con los situados en la mitad O. de esta Hoja, se aprecian grandes diferencias. Así, aunque tanto los niveles basales (Faunenmergel) como los culminantes (capas del Eo) pueden ser comparables, el resto de la formación es mucho más pizarrosa y monótona en el ámbito de esta Hoja, evidenciando probablemente, una mayor distalidad.

### 2.3 ORDOVICICO MEDIO: LAS PIZARRAS DE LUARCA (O<sub>2</sub>; O<sub>2p</sub>; V<sub>b</sub><sup>3</sup>)

Esta formación ocupa un afloramiento considerable en el extremo E. de la Hoja, sobre el flanco oriental del anticlinal de San Martín; en el resto de la misma constituye principalmente dos franjas orientadas N.-S., correspondientes al flanco occidental de la estructura antes citada y al núcleo del sinclinal de Villaodrid. Por último, un afloramiento muy reducido se sitúa en la denominada «escama de Penamaría» (ver figura 1).

---

(\*\*\*) x = 316.285; y = 974.125.

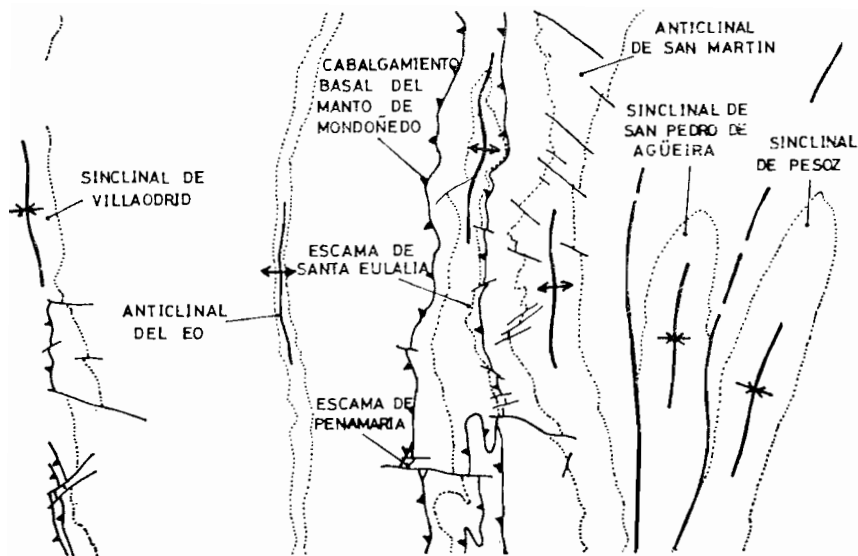


Fig. 1. Esquema de situación de las principales estructuras mencionadas en el texto

Las Pizarras de Luarca muestran una gran uniformidad de facies a lo largo de toda la Hoja, al igual que sucede en el resto de la Zona Asturocidental-leonesa. Desde el punto de vista litológico la formación está constituida esencialmente por pizarras negras muy homogéneas, ricas en sulfuros de hierro (pirita); algunos niveles de hierros oolíticos, generalmente poco potentes, se sitúan hacia la base de esta formación. Las Pizarras de Luarca se encuentran fuertemente afectadas por la esquistosidad de flujo de primera fase y por las crenulaciones y kink-bands subsiguientes, que en la mayor parte de los casos constituyen en ellas las únicas superficies de referencia visibles.

Los niveles basales de esta formación están constituidos por una alternancia de areniscas y pizarras en capas generalmente delgadas («serie de transición») de espesor variable (50-200 m.); estos niveles son difíciles de diferenciar a efectos cartográficos, por lo cual no se encuentran representados en el mapa. No obstante, el límite inferior de las Pizarras de Luarca es siempre fácil de precisar debido al importante resalte que presenta siempre la cuarcita culminante de la Serie de los Cabos.

Por otra parte, las Pizarras de Luarca solamente se encuentran representadas en su totalidad a ambos flancos del anticlinal de San Martín, donde

por encima de ellas se sitúa la Formación Agüeira; en el sinclinal de Villaodrid son los materiales silúricos los que se superponen directamente a las Pizarras de Luarca, existiendo por tanto una laguna estratigráfica.

Sobre el flanco occidental del anticlinal de San Martín, dentro de las Pizarras de Luarca, destaca claramente en el relieve un horizonte de pizarras que puede seguirse de N. a S. a través de toda la Hoja. Se trata también de pizarras negras, más lustrosas y compactas que las del resto de la formación; este nivel ha sido representado en la cartografía ( $O_{2p}$ ), dado que indudablemente debe constituir un horizonte estratigráfico —a pesar de la ausencia de caracteres distintivos con el resto de las pizarras— y por representar un excelente nivel guía dentro de la región.

Otro elemento claramente diferenciable, dentro de las Pizarras de Luarca, lo constituyen las rocas ígneas situadas cerca de Villarquille, al sur de

San Martín de Oscos ( $V_b^3$ ), si bien sus afloramientos son muy deficientes. Según O. SUAREZ (comunicación personal), se trata de rocas granudas, de grano medio a fino y color verdoso, a veces casi gris oscuro. Desde el punto de vista petrográfico pueden diferenciarse varios tipos de rocas, que van desde rocas constituidas por anfíboles (actinolita, tremolita), serpentina, biotita, clorita, sericita y plagioclasas, como minerales esenciales, a rocas constituidas esencialmente por plagioclasas, con textura diabásica. Las paragénesis que caracterizan estas rocas (a base de anfíbol, serpentina, biotita, talco, esfena, minerales opacos y, a veces, carbonatos y cuarzo) son típicas de un metamorfismo regional en la facies de los esquistos verdes, originados a partir de rocas básicas y ultrabásicas. Las rocas que conservan plagioclasas de la paragénesis original podrían haberse formado a partir de diabasas, pero la paragénesis anfíbol-serpentina corresponde más bien a rocas más básicas.

El espesor de las Pizarras de Luarca es difícil de evaluar debido a la ausencia dentro de las mismas de superficies primarias de referencia. Probablemente, el espesor máximo (superior en todo caso a los 1.000 m.) se alcanza al E. del anticlinal de San Martín, y disminuye progresivamente hacia el O. hasta desaparecer, ya que en la escama de Santa Eulalia de Oscos los materiales silúricos se superponen directamente a la Serie de los Cabos (MARCOS y PHILIPPOT, 1972). Más al O. de esta escama, las Pizarras de Luarca reaparecen de nuevo (escama de Penamaría y sinclinal de Villaodrid), alcanzando un espesor máximo del orden de los 200 m. para esta última localidad.

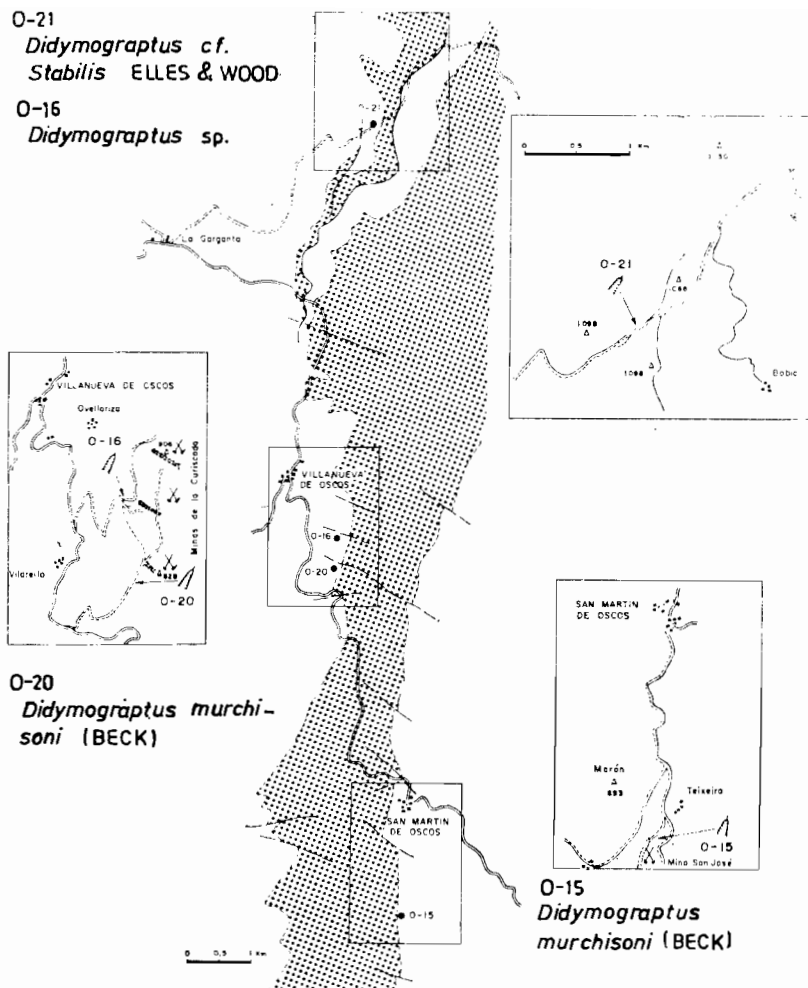
Los datos paleontológicos existentes hasta el presente sitúan el límite inferior de edad de las Pizarras de Luarca en el Llanvirn. A este respecto, se han citado diversas localidades con graptolites (*Didymograptus*) y Tribolites, tanto a ambos flancos del anticlinal de San Martín (MARCOS, 1970, 1973) (Figura 2), como en el sinclinal de Villaodrid (HERNANDEZ SAMPE-

O-21

*Didymograptus* cf.  
*Stabilis* ELLES & WOOD

O-16

*Didymograptus* sp.



O-20

*Didymograptus* *murchisoni* (BECK)

O-15

*Didymograptus*  
*murchisoni* (BECK)

Fig. 2.—Yacimientos fosilíferos en los niveles basales de las Pizarras de Luarca en la región de Los Ocos. Según MARCOS (1973), modificado.

LAYO, 1915; WALTER, 1965, 1966, 1968) y escama de Penamária (MARCOS, 1973). En el transcurso de este trabajo, un nuevo yacimiento fosilífero, conteniendo *Didymograptus murchisoni* BECK, ha podido ser localizado cerca

de Villarquille (\*). Todos estos yacimientos se sitúan muy cerca de la base de la sucesión, que no presenta en el resto ningún elemento paleontológico. En estas condiciones, y dado que la Formación Agüeira es, al menos en parte, de edad Caradoc, se puede suponer que el Llandello se encuentra también representado en las Pizarras de Luarca, como sucede en otras localidades del NO. de la Península (PELLO y PHILIPPOT, 1967; JULIVERT, MARCOS, PHILIPPOT y HENRY, 1968; JULIVERT y TRUYOLS, 1972).

Desde el punto de vista sedimentológico, de acuerdo con MARCOS (1973), la facies de las Pizarras de Luarca (caracterizadas por pizarras negras con poco material clástico, presencia de materia orgánica y sulfuro de hierro, ausencia de carbonatos) es típica de sedimentos depositados en un medio euxínico. Si bien estos medios no pueden ser referidos a una determinada profundidad, la existencia de depósitos con facies turbidíticas (Formación Agüeira) por encima de las Pizarras de Luarca parece indicar un aumento progresivo de la profundidad a partir del depósito de los sedimentos someros de la Serie de los Cabos.

#### 2.4 ORDOVICICO MEDIO?-SUPERIOR: LA FORMACION AGÜEIRA

(O<sub>2-3</sub>; O<sub>2-3a</sub>s; O<sub>2-3q</sub>)

Como se ha indicado anteriormente, a ambos flancos del anticlinal de San Martín, por encima de las Pizarras de Luarca se sitúa una formación turbidítica que desde MARCOS (1970) se denomina Formación Agüeira. Dentro del ámbito de la Hoja, el techo de esta formación se encuentra truncado por la erosión o por una superficie de cabalgamiento. El espesor máximo visible (en los sinclinales de San Pedro de Agüeira y Pesoz; ver Figura 1) es del orden de los 1.100 m.

La Formación Agüeira se encuentra constituida por una alternancia de areniscas, siltitas y pizarras, con algún nivel local de cuarcitas. Las areniscas están constituidas por granos detríticos (cuarzo, feldespatos —principalmente plagioclasas— y, en menor proporción, fragmentos de rocas) cementados por una matriz arcillosa (un agregado microcristalino compuesto por moscovita, clorita y cuarzo). El tamaño medio de los granos detríticos oscila entre las fracciones de «arenisca muy fina» y «silt». Las pizarras que alternan con estos materiales son semejantes a las que constituyen las Pizarras de Luarca. La composición original de estas rocas se encuentra modificada por efecto de la recristalización metamórfica. A todo lo largo del flanco O. del anticlinal de San Martín y en una parte del sinclinal de San Pedro, entre las rocas antes citadas, se diferencian dos niveles estratigráficos de cuarcitas blancas, con laminación paralela como estructura sedi-

---

(\*) x=334.148; y=963.188.

mentaria más destacada, que han sido representados en la cartografía ( $O_{2-3q}$ ).

La sucesión estratigráfica de esta formación, en tres localidades diferentes dentro de la Hoja, se encuentra sintetizada en la Figura 3.

Las areniscas de la Formación Agüeira poseen las características usuales de una turbidita, incluyendo «flute» y «groove casts» y una secuencia ordenada de estructuras sedimentarias internas de acuerdo con el modelo de

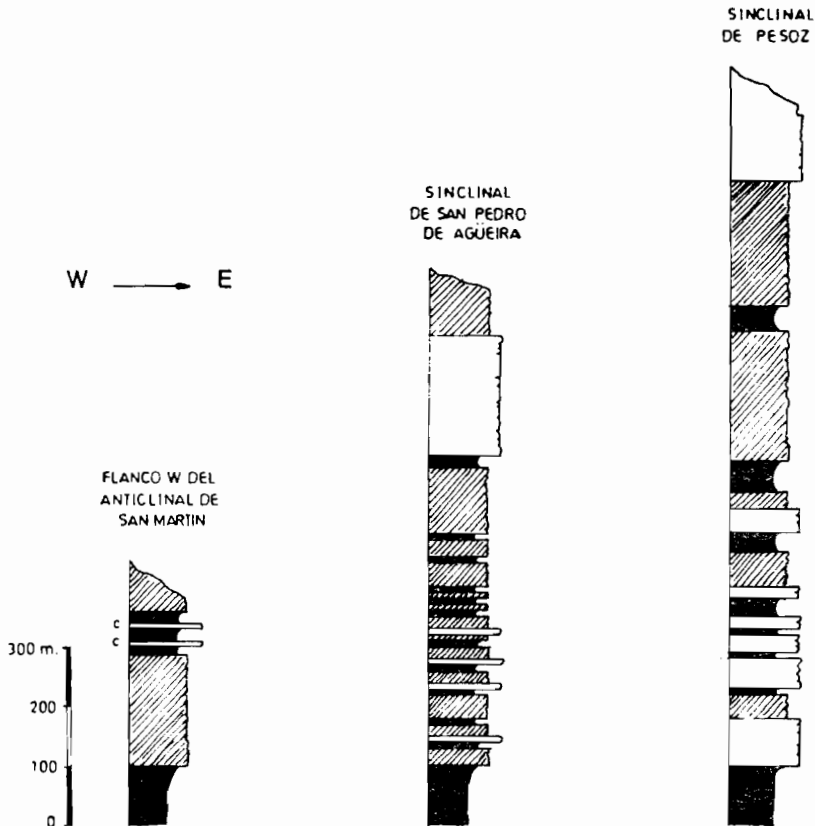


Fig. 3.—Columnas estratigráficas esquemáticas de la Formación Agüeira en tres localidades diferentes. En blanco, niveles con areniscas dominantes; rayado, alternancias de siltitas, pizarras y areniscas; negro, pizarras; c, cuarcitas. Los niveles de areniscas corresponden a turbiditas A o B y los niveles rayados a turbiditas C, predominantemente. Los niveles basales de la formación no deben ser necesariamente isócronos.

facies turbidíticas de BOUMA (1962) (MARCOS, 1970, 1973; CRIMES, MARCOS y PEREZ-ESTAUN, 1974). Así, granoclasificación, laminación paralela y entrecruzada («ripple-drift»), «mud clasts» y menos frecuentemente «slumps», se encuentran claramente diferenciados en estas areniscas (Figura 4). Las estructuras sedimentarias más comunes en los muros de las capas son

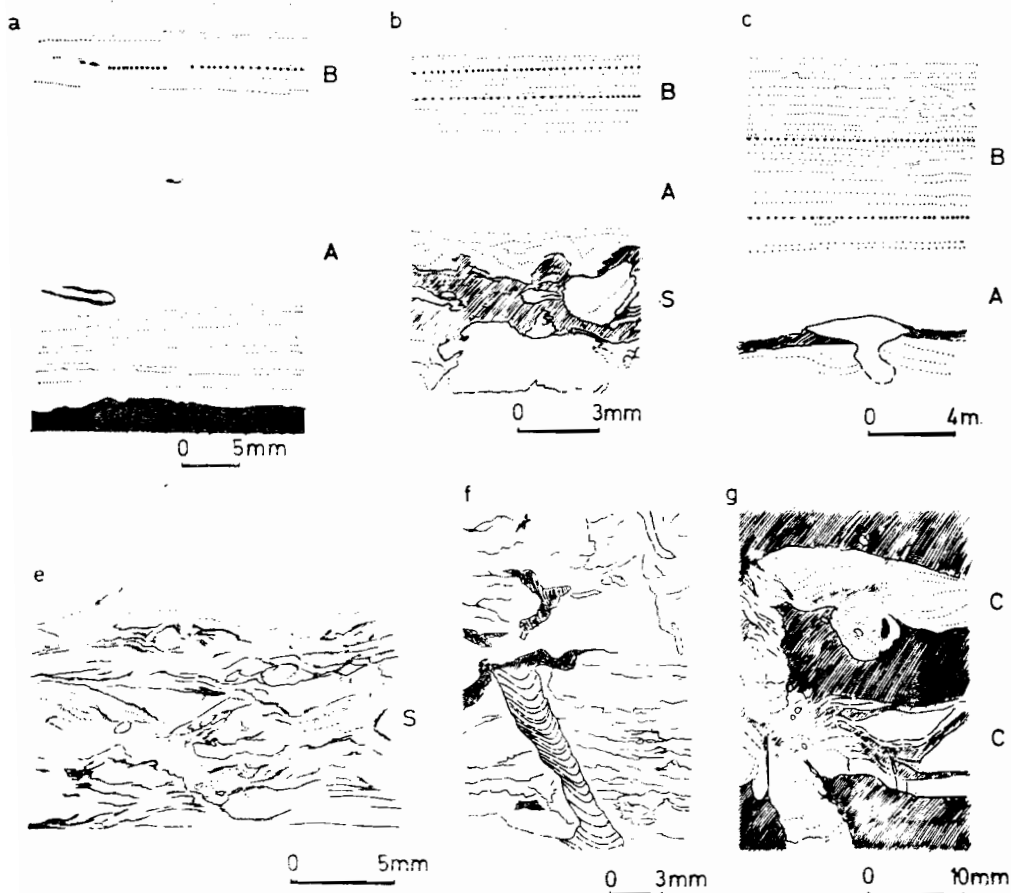


Fig. 4.—Estructuras sedimentarias en capas de turbidita en la Formación Agüeira. A, B y C, divisiones de granoclasificación, laminación paralela y laminación entrecruzada, respectivamente; S, slumps. Nótese en a) la existencia de laminación paralela en la división inferior A); f) y g), niveles con bloturbación. Diversas localidades a lo largo del corte del río Agüeira, entre Pesoz y San Martín de Oscos. Esquemas tomados de láminas delgadas.

«flute» y «groove casts», pero otros tipos de estructuras, incluyendo «prod», «gutter», «crescent», «rill», «load» y «ripple casts» (longitudinales) han podido ser reconocidos (MARCOS, 1970, 1973). Las determinaciones de las paleocorrientes deducidas a partir de estas estructuras definen un modelo unimodal siguiendo la dirección de las estructuras (aproximadamente N.-S.); de esto se deduce que las corrientes de turbidez debían moverse axialmente con respecto al surco en el que se depositaron los sedimentos (MARCOS, 1970, 1973; CRIMES, MARCOS y PEREZ-ESTAUN, 1974). Por lo que respecta a pistas fósiles, éstas son muy escasas en la Formación Agüeira; no obstante, dentro de la Hoja se ha citado la presencia de *Helminthopsis* y *Cosmorhappe*, que, como es sabido, corresponden a comunidades de aguas profundas (facies turbidíticas) (CRIMES et al., 1974).

Un análisis cuantitativo de facies de los 54 m. basales de la Formación Agüeira en el sinclinal de Pesoz ha sido realizado por CRIMES, MARCOS y PEREZ-ESTAUN (1974); estos datos se encuentran sintetizados en la Figura 5, que muestran también una columna completa levantada en este sinclinal e interpretada en términos de facies. Como puede apreciarse, estos niveles basales son muy proximales («turbiditas A») y hacia la parte superior se pasaría a «turbiditas B» y posteriormente «C»; por último, cerca del techo de la sección, las «turbiditas B» serían de nuevo más comunes.

Dentro del ámbito de la Hoja, la Formación Agüeira presenta rápidas variaciones de facies, tanto en sentido lateral como vertical. Estas variaciones laterales son muy notables a uno y otro flanco del anticlinal de San Martín; así, se puede constatar una mayor distalidad de los materiales situados sobre el flanco O., de forma que, en ocasiones, el límite Pizarras de Luarca-Formación Agüeira resulta incluso difícil de precisar. Las Figuras 3 y 5 ilustran claramente estas variaciones en sentido lateral y vertical.

En el sinclinal de San Pedro se han representado en la cartografía, además de las cuarcitas antes citadas, un grueso paquete de areniscas que se corresponden con facies más proximales dentro de la formación (O<sub>2-3</sub>as).

La edad de la Formación Agüeira ha podido ser precisada, al menos en parte, mediante braquiópodos (MARCOS, 1970), que determinan una edad Caradoc. Yacimientos comparables dentro de la misma formación han sido también citados en otras localidades dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa (PEREZ-ESTAUN, 1974). El hecho de que los fósiles que se encuentran en la formación subyacente (Pizarras de Luarca) indiquen una edad Llanvirn y se sitúan muy bajos en la sucesión, deja en pie la posibilidad de que sus niveles basales correspondan aún al Llandeilo.

## 2.5 SILURICO: AMPELITAS Y PIZARRAS NEGRAS CON CLORITOIDE (S<sub>1-1</sub><sup>A-B</sup>)

Los principales afloramientos de materiales silúricos se sitúan a lo largo de la escama de Santa Eulalia de Oscos (ver Figura 1); otros afloramientos



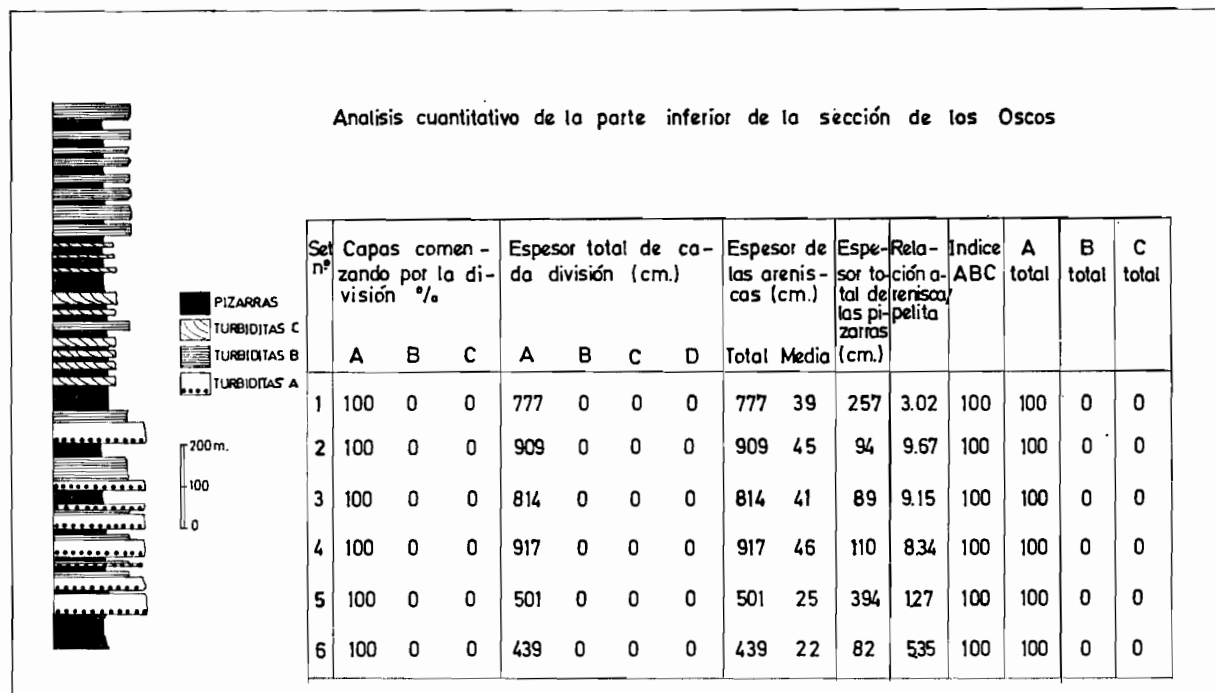


Fig. 5.—Columna mostrando la sucesión de facies en la Formación Agüeira (sinclinal de Pesoz) y análisis cuantitativo de los 54 m. basales. Según CRIMES, MARCOS y PEREZ-ESTAUN (1974).

más reducidos se sitúan en el sinclinal de Villaodrid, en sus extremos N. y S.

Este Silúrico se encuentra constituido esencialmente por ampelitas y pizarras negras (con una gran abundancia de cloritoide, por efecto del metamorfismo regional), que comportan una abundante fauna de Graptolites. Dentro de estos materiales únicamente llegan a diferenciarse algunos niveles de cuarcita muy delgados y discontinuos cerca de la base, y niveles de nódulos arcillosos que encierran con frecuencia fósiles («Ortocerátidos», Braquiópodos e incluso Graptolites). En su parte más alta, se localizan también finas intercalaciones de liditas. El techo de esta formación no se encuentra en ninguna localidad, por encontrarse siempre truncada por superficies de cabalgamiento. En todo caso, el espesor de los materiales silúricos en la escama de Santa Eulalia no debe ser inferior a los 500 m.

La primera referencia a terrenos de edad silúrica en el occidente de Asturias fue hecha por HERNANDEZ-SAMPELAYO (1916), que cita el hallazgo de *Monograptus latus* M'COY cerca del alto de La Garganta. Esta atribución ha sido posteriormente confirmada por otros autores (MARCOS y PHILIPOT, 1972). La Figura 6 relaciona las especies citadas por estos autores en los diferentes yacimientos, con su localización. De estos datos se deduce una edad Llandovery Medio-Superior a Wenlock Superior para estos materiales, aunque ni la parte alta del Llandovery Superior ni el Wenlock Inferior se encuentran representados paleontológicamente. En lo referente a los materiales silúricos situados en el sinclinal de Villaodrid, las primeras faunas fueron obtenidas también por HERNANDEZ-SAMPELAYO (1915), quien cita varias especies de *Monograptus* que atribuye al Wenlock y Ludlow; por su parte, WALTER (1965, 1966a y b, 1968) recogió Graptolites de las Zonas 19-20 de ELLES y WOOD, que permiten atribuir, al menos en parte, estos niveles al Llandovery Medio-Superior, al igual que sucede en la región de Los Oscos.

En el transcurso de la realización de este trabajo se han localizado dos nuevos yacimientos de Graptolites; cerca de Mugén (\*) se encuentran

*Monograptus runcinatus* LAPW.?

*Diplograptus* sp.

*Climacograptus?* sp.

y en Villarpescozo (\*\*),

*Monograptus dextrorsus* LINNARS.?

*M. nudus* LAPW.

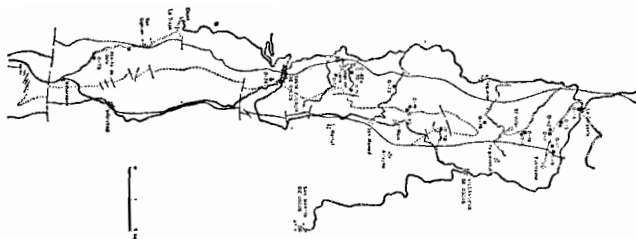
*Orthograptus?* sp.

Estos hallazgos confirman la atribución de los niveles silúricos en este sector al Llandovery Medio-Superior.

---

(\*) x=315.739; y=960.058.

(\*\*) x=315.780; y=958.101.



ZONAS DE ELLES & WOOD

REF.		ZONAS DE ELLES & WOOD																							
		16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36			
0-9	<i>Monograptus cf. dubius</i> (Suess)												+	+	+	+		+	+	+					
0-10	<i>Monograptus cf. dubius</i> (Suess) <i>M. cf. flamingi</i> (SALTER)												+	+	+	+		+	+	+					
0-12	<i>Monograptus dubius</i> (Suess)												+	+	+	+		+	+	+					
0-13	<i>Monograptus cf. dubius</i> (Suess)												+	+	+	+		+	+	+					
0-14	<i>Monograptus dubius</i> (Suess) <i>M. lotus</i> M'COY												+	+	+	+		+	+	+					
0-17	<i>Monograptus dubius</i> (Suess) <i>M. lotus</i> M'COY												+	+	+	+		+	+	+					
0-18	<i>Monograptus dubius</i> (Suess) <i>M. lotus</i> M'COY <i>M. flamingi</i> (SALTER)												+	+	+	+		+	+	+					
0-19	<i>Monograptus turriculatus</i> (BARR) <i>M. cf. sedgwicki</i> (PORTL.)																								
0-62	<i>Monograptus cf. flamingi</i> (SALTER)																								
0-70	<i>M. vomerinus</i> NICH <i>M. lotus</i> M'COY <i>M. priodon</i> (BRONN) <i>Cyrtograptus</i> ??																								
0-71	<i>Monograptus lotus</i> M'COY <i>M. priodon</i> (BRONN)																								
0-72	<i>Monograptus dubius</i> (Suess) <i>M. cf. flexilis</i> ? ELLES																								
0-73	<i>Monograptus e a dubius</i> (Suess)																								
0-74	<i>Monograptus lotus</i> M'COY																								
0-75	<i>Monograptus cf. dubius</i> (Suess) <i>Cyrtograptus lundgreni</i> TULLB.																								
0-76	<i>Monograptus cf. priodon</i> (BRONN)																								
0-79	<i>Monograptus dubius</i> (Suess) <i>M. lotus</i> (M'COY)																								
0-80	<i>Monograptus clingani</i> (CARR) <i>M. lobiferus</i> (M'COY) <i>M. cf. sedgwicki</i> (PORTL.) <i>M. cf. tenuis</i> PORTL. <i>Petalograptus palmatus</i> (BARR) <i>Rostrites linnæi</i> (BARRANOE)																								
		INFERIOR			MEDIO			SUPERIOR			WENLOCK			LUDLOW											
		LLANDOVERY						WENLOCK						LUDLOW											

Fig. 6.—Yacimientos fosilíferos en los materiales silúricos de la escama de Santa Eulalia de Oscos. A la izquierda, situación de los yacimientos; en el cuadro de la derecha, especies encontradas en cada uno de los yacimientos y edades correspondientes. Según datos de MARCOS y PHILIPPOT (1972).

El sustrato de los materiales silúricos no es el mismo en los diferentes afloramientos; así, en la escama de Santa Eulalia, se apoyan sobre las cuarcitas culminantes de la Serie de los Cabos (ver MARCOS y PHILIPPOT, 1972) o incluso sobre términos más bajos (alrededores de Santa Eulalia de Oscos), no pudiendo desecharse que se apoye en algunas localidades puntuales sobre la «serie de transición». En el sinclinal de Villaodrid, sin embargo, los materiales silúricos se apoyan constantemente sobre las Pizarras de Luarca. Estos hechos evidencian la existencia de una erosión previa al depósito de los materiales silúricos, más importante en el umbral de Los Oscos que en el resto de las localidades. La laguna estratigráfica a la que da lugar esta erosión no parece ir acompañada en ningún caso por una discordancia.

## 2.6 CUATERNARIO (Q; QAI; QL)

El recubrimiento actual en el ámbito de la Hoja es en general muy importante, aunque en la mayor parte de los casos se reduce a suelos poco potentes. Dentro de los terrenos cuaternarios que adquieren suficiente importancia como para ser cartografiados se han diferenciado los rellenos aluviales del fondo de los valles (QAI) y los coluviones de ladera (QL); algunos de estos últimos están constituidos por pequeños cantos laminares y pajuelas de pizarras ordenadas en una matriz detrítica más fina, y podrían ser comparables a «brèches litées», de origen periglaciario. Otros depósitos cuaternarios indiferenciados (Q) se encuentran también representados en la cartografía.

## 3 TECTONICA

Las principales estructuras que se encuentran en el ámbito de la Hoja, pliegues y cabalgamientos, imprimen a la cartografía un estilo particular, caracterizado, a grandes rasgos, por la alternancia de materiales de diferente naturaleza. Dadas las grandes dimensiones de estas estructuras, que se prosiguen a lo largo de decenas y aun centenares de kilómetros, no resultan extrañas las largas franjas que dibujando el arco hercínico representan los primitivos mapas geológicos (ver, por ejemplo, SCHULZ, 1857, o ADARO y JUNQUERA, 1916).

Los datos más antiguos que hacen referencia a la tectónica de la Hoja de San Martín de Oscos se remontan a HERNANDEZ-SAMPELAYO (1916), si bien con anterioridad pueden encontrarse algunas referencias aisladas (Figura 7 A); este autor destacó la existencia de cabalgamientos (Figura 7 B) siguiendo las hiladas de cuarcita existentes en la región, asociados a los cuales existirían menas metálicas. Más recientemente, VALDES LEAL (1965)

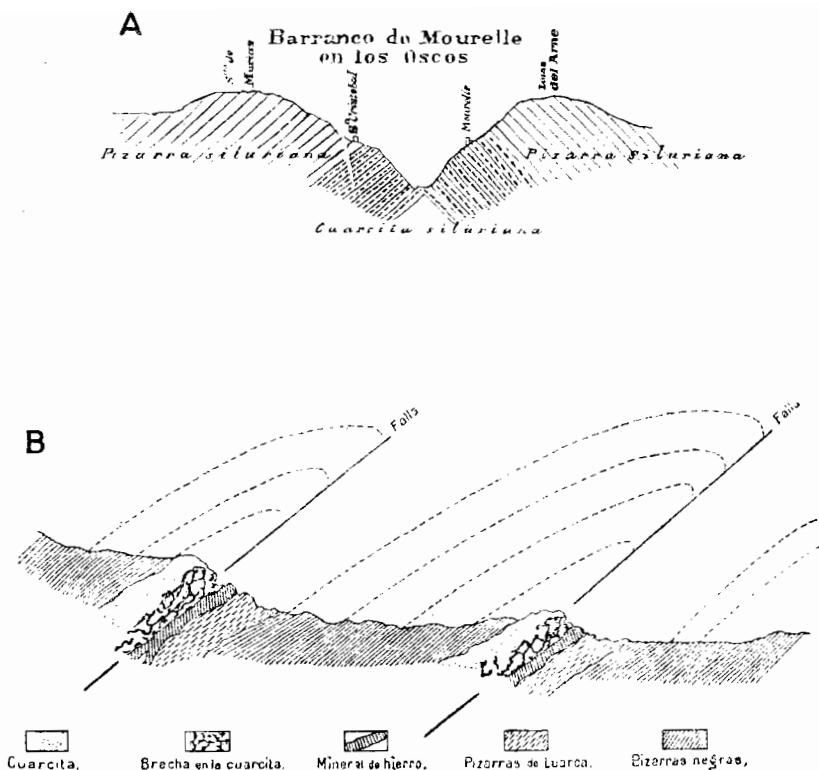


Fig. 7.—A. Corte a través del anticlinal de San Martín, en el extremo N. de la Hoja, según SCHULZ (1858). B. Explicación de la estructura de la región de Los Oscos, según HERNANDEZ-SAMPELAYO (1916).

realiza un minucioso trabajo en la región de Los Oscos, donde —como hecho más destacable— cabe señalar la sucesión de acontecimientos tectónicos —formación de pliegues, seguidos por cabalgamientos y posteriormente por fracturas tardías— establecida por dicho autor. La publicación de los trabajos de MATTE (1968), que establece los grandes rasgos estructurales del NO. de la Península, abre una nueva época en los estudios sobre geología estructural, en la línea de los cuales se sitúan las recientes publicaciones de MARCOS (1971a y b, 1973), referidas en gran parte a la Hoja en cuestión.

De acuerdo con este último autor, todas las estructuras que existen en la Hoja son el resultado de la deformación hercínica, que se desarrolló a

lo largo de tres fases principales, claramente diferenciadas por su diferente estilo. Con posterioridad a estas fases se reconocen aún diferentes tipos de estructuras, que modifican poco el modelo tectónico previamente establecido.

### 3.1 LAS ESTRUCTURAS A ESCALA CARTOGRAFICA

De la observación del mapa destacan claramente la existencia de grandes pliegues anticlinales y sinclinales que cruzan la Hoja de N. a S., tal como puede apreciarse en la Figura 1 (pliegues de Villaadrid, Eo, San Martín, San Pedro y Pesoz, principalmente). La mayor parte de estas estructuras corresponden a la primera fase de deformación (salvo el sinclinal de Pesoz), si bien se encuentran modificados en mayor o menor grado por la superposición de los pliegues originados durante la tercera fase, que son esencialmente homoaxiales con ellos. Esta superposición de pliegues, si bien es difícil de detectar en la cartografía, resulta evidente en las secciones transversales de las grandes estructuras; a este respecto, el corte que acompaña la Hoja es suficientemente ilustrativo.

La Hoja de San Martín se encuentra, por otra parte, dividida en dos mitades por cabalgamientos, claramente visibles en la cartografía, que separan dos dominios con características paleogeográficas y tectónicas diferentes. Estos cabalgamientos se reducen al cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo y escamas asociadas, y su posición en el contexto general del NO. de la Península puede observarse en la Figura 8. Si bien de la cartografía no pueden ser deducidos datos que ilustren sobre la amplitud de estos cabalgamientos, su importancia debe ser muy grande, ya que la sola consideración de las evidencias paleogeográficas permite asumir desplazamientos del orden de decenas de kilómetros. De la lectura del mapa puede deducirse la situación temporal de estas estructuras, que por un lado cortan los pliegues de primera fase (ver, por ejemplo, el trazado de la escama de Santa

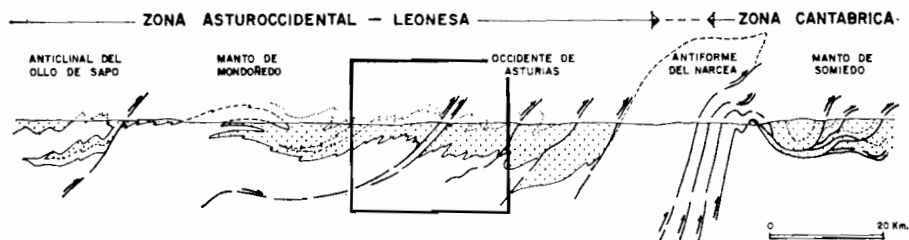


Fig. 8.—Corte estructural a través de la zona Asturoccidental-leonesa (según MARCOS, 1973), mostrando en un recuadro la posición aproximada de la Hoja de San Martín.

Eulalia de Oscos, al S. de Villanueva), y por otra se encuentran a su vez plegados (misma escama, en el extremo sur de la Hoja).

Estos pliegues y cabalgamientos constituyen las estructuras más importantes reflejadas en la cartografía. En adición, se diferencian una serie de fallas verticales, claramente posteriores a estas estructuras (fallas de trazado N.-S. y fallas NO.-SE., principalmente).

## 3.2 LAS FASES HERCINIANAS DE DEFORMACION

Como se ha indicado previamente en la introducción, la deformación herciniana tuvo lugar a lo largo de tres fases principales, que originan un replegamiento y fracturación de la zona. Las últimas pulsaciones de esta deformación general incluyen el desarrollo de una amplia gama de estructuras que van desde pliegues y zonas de cizalla a estructuras de estilo frágil (fallas y diaclasas).

### 3.2.1 PRIMERA FASE

En el transcurso de la primera fase herciniana se originan pliegues acompañados por una esquistosidad de flujo ( $S_1$ ) totalmente generalizada en la Hoja. Los grandes pliegues de esta primera fase son estructuras estrechas y alargadas, de traza axial N.-S., ligeramente curvada por efecto del arco que describen todas las estructuras en el NO. de la Península. Estos pliegues, de eje subhorizontal, son constantemente vergentes al E., y de un lado a otro de la Hoja parecen pasar de pliegues isoclinales (al O.) —sinclinal de Villadrid— a pliegues asimétricos dotados de un flanco normal largo y un flanco inverso más corto (al E.), como el anticlinal de San Martín. Los pliegues menores de esta fase muestran características comparables a las que se acaban de describir.

La esquistosidad que acompaña a estos pliegues se manifiesta en el ámbito de la Hoja como una esquistosidad de flujo («slaty cleavage»), que adopta con respecto a los mismos una disposición por lo general paralela a sus superficies axiales. Esta esquistosidad conduce a una reorganización total o parcial de las rocas a las que afecta, encontrándose bien desarrollada en los niveles pelíticos (Pizarras de Luarca, ampelitas silúricas, etc.) en los que, con frecuencia, constituye la única superficie visible de referencia. Esta esquistosidad adopta en la Hoja posiciones diferentes, debido principalmente a la deformación sufrida durante la tercera fase. Así, si bien comúnmente se encuentra inclinada hacia el O., entre 60 y 70 grados, en algunas localidades se dispone subhorizontalmente e incluso se encuentra basculada hacia el E.

La intersección de la esquistosidad  $S_1$  y la estratificación definen una lineación de intersección ( $L_1$ ) que en la mayor parte de la Hoja —al igual

que los ejes de los pliegues— es subhorizontal. Aparte de esta lineación, se aprecian también lineaciones de minerales («stretching lineation») y de estiramiento de objetos prerogénicos (fósiles, oolitos y nódulos, principalmente). El modelo geométrico definido por estas lineaciones no se encuentra aún bien establecido, ya que su posición con respecto a la lineación de intersección es variable; no obstante, comúnmente intersecciona a la  $L_1$  según ángulos altos.

La deformación interna sufrida por las rocas durante el desarrollo de la esquistosidad ha podido ser parcialmente cuantificada en dos localidades dentro de la Hoja, con base a medidas realizadas sobre Trilobites deformados. La Figura 9 ilustra la posición y los valores obtenidos para la elipse de deformación en secciones paralelas al plano de la esquistosidad. Estos valores son coherentes con el grado de deformación interna que subjetivamente cabría esperar encontrar en esta zona.

Otras estructuras menores originadas durante esta fase son «mullions», particularmente frecuentes en alternancias de areniscas y pizarras (Serie de los Cabos, Formación Agüeira).

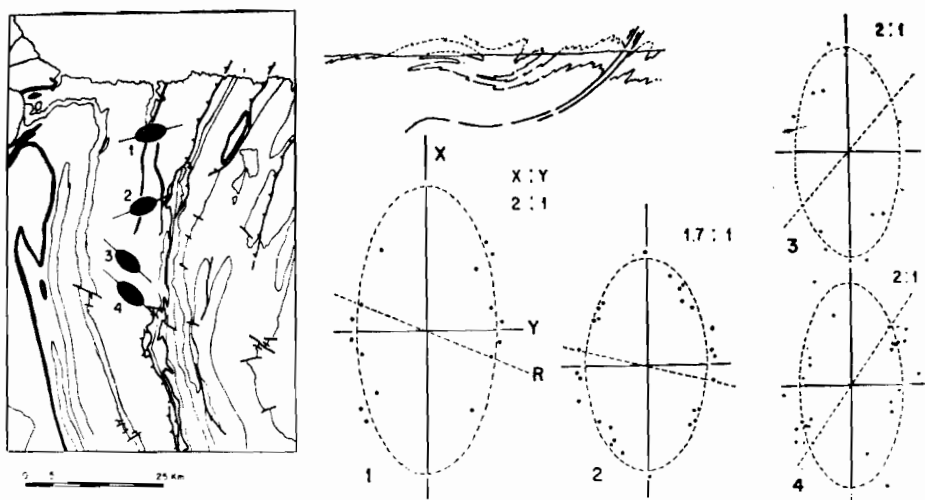


Fig. 9.—Medidas de la deformación interna realizada sobre Trilobites deformados usando el método de WELLMAN (1962). Localidades: 1, alrededores de Presa, cerca de Vegadeo; 2, Bres; 3, Vega de Logares, y 4, Villardíaz, estas dos últimas dentro de la Hoja de San Martín de Oscos (según A. MARCOS y J. A. PULGAR, datos inéditos).



### 3.2.2 SEGUNDA FASE

Como se ha indicado anteriormente, las grandes estructuras originadas en relación con esta fase son cabalgamientos, dirigidos hacia el E., asociados a los cuales se encuentran estructuras menores (pliegues y esquistosidad de crenulación).

Los principales cabalgamientos dentro de la Hoja son el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo y el cabalgamiento de Los Oscos, que se prosiguen de N. a S. a través de ella. Una escama de reducidas dimensiones se sitúa al S., cerca de la localidad de Penamaría (ver Figura 1). Estos cabalgamientos no quedan restringidos al ámbito de la Hoja, sino que se extienden a través de largas distancias dentro de la zona Asturoccidental-leonesa (ver MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975). Sus características son en gran parte comunes; así, las superficies de cabalgamiento se mantienen próximas a la vertical, ligeramente inclinadas al O., disposición que es debida a la superposición de las estructuras de tercera fase. En gran parte de su trazado estos cabalgamientos se mantienen paralelos o subparalelos a la estratificación de los conjuntos cabalgantes y cabalgado, pero en algunas localidades cortan a los grandes pliegues de primera fase (ver escama de Santa Eulalia); este hecho conduce, en algunos casos, a la superposición de terrenos relativamente más modernos, sobre otros más antiguos.

Cuando los materiales que se sitúan en los compartimentos cabalgante o cabalgado son suficientemente dúctiles, se encuentran estructuras menores asociadas al cabalgamiento. Un estudio detallado de estas estructuras menores puede encontrarse en MARCOS (1971b, 1973) y PEREZ-ESTAUN (1975).

En síntesis, se trata de pliegues a escala decimétrica y esquistosidades que quedan confinados a un estrecho corredor en torno a los cabalgamientos. La característica más destacada de los pliegues es su geometría monoclinica y carácter irregular, con ejes curvados (ver MARCOS, 1971b, Fig. 3; MARCOS, 1973, Fig. 36), si bien muestran estilos diferentes (PEREZ-ESTAUN, 1975, Figs. 79 y 80). Estos pliegues van acompañados por una esquistosidad de crenulación ( $S_2$ ) muy penetrativa, paralela a sus superficies axiales, que en la actualidad se dispone subhorizontalmente sobre el terreno. La Figura 10 muestra la disposición de estas estructuras menores con respecto a los cabalgamientos. Las mejores localidades para la observación de estas estructuras se sitúan a lo largo del cabalgamiento de Los Oscos, en todo su recorrido. De acuerdo con PEREZ-ESTAUN (1975), estas estructuras menores deben ser interpretadas como originadas en relación con zonas de cizalla. Estas zonas de cizalla, en relación con los cabalgamientos, no pueden llegar a considerarse como fallas dúctiles (RAMSAY y GRAHAM, 1970) y en consecuencia dan lugar a estructuras menos penetrativas que las que se ori-

ginan en ellas; así, ni las crenulaciones ni los pliegues tienen un desarrollo uniforme debido a la heterogeneidad de la deformación en la zona de cizalla. La existencia en las rocas de una anisotropía planar bien desarrollada

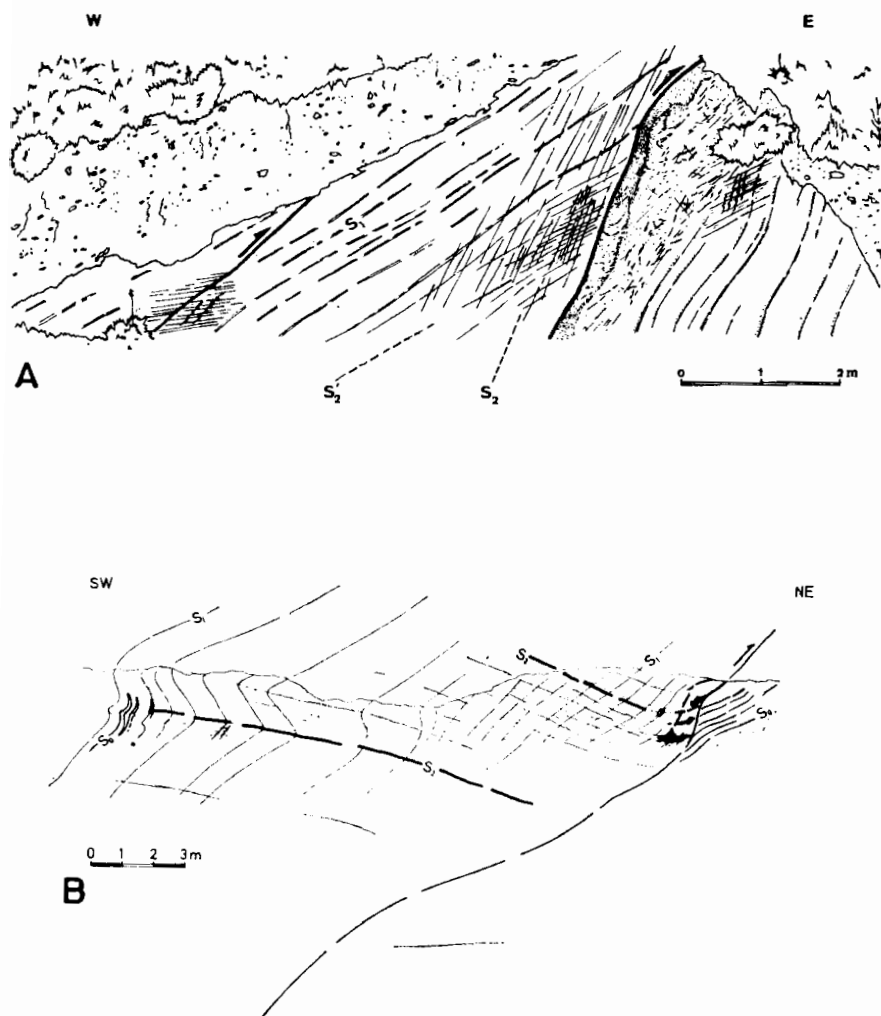


Fig. 10.—Cabalgamientos en la región de Los Ocos y estructuras asociadas. A, cabalgamiento menor cerca de Martul; B, cabalgamiento de Los Ocos, entre Puentes Martul y Santa Eulalia de Ocos. Según MARCOS (1973).

(S<sub>1</sub>) condiciona la posición de las estructuras antes citadas en relación con la superficie de cabalgamiento.

### 3.2.3 TERCERA FASE

Las estructuras que se originan durante esta fase son pliegues que condicionan en gran parte la cartografía de la Hoja. En términos generales, la tercera fase conduce a una verticalización de las estructuras originadas durante la primera fase (pliegues y esquistosidad) y la segunda (cabalgamientos). Por lo que respecta a las grandes estructuras, toda la región situada al O. del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo forma parte del flanco oriental de un amplio pliegue sinformal de tercera fase (ver Figura 8). Al E. de dicho cabalgamiento, los pliegues de tercera fase tienen dimensiones más reducidas, como, por ejemplo, el sinclinal de Pesoz. Estos pliegues poseen superficies axiales subverticales y ejes subhorizontales, siendo esencialmente homoaxiales con los de primera fase. La superposición de ambos sistemas de pliegues origina interferencias del tipo III de RAMSAY (1967); un análisis de la geometría de las estructuras que se originan puede encontrarse en MARCOS (1973). El hecho de que las superficies axiales de ambos sistemas de pliegues no se intersecten según ángulos altos dificulta el reconocimiento de las figuras de interferencia, que tienen escasa manifestación cartográfica, a diferencia de lo que sucede más al O., en el núcleo del pliegue acostado de Mondoñedo. Solamente reconstruyendo cuidadosamente la posición de las superficies de referencia existentes (estratificación y esquistosidad S<sub>1</sub>) en secciones principales de los pliegues resulta posible reconocer estas interferencias.

Acompañando a estos pliegues se desarrolla una esquistosidad de crenulación (S<sub>3</sub>), que se dispone verticalmente. La distribución de esta esquistosidad por la Hoja es irregular y está fuertemente condicionada por la litología.

### 3.2.4 KINK-BANDS

La existencia de kink-bands con superficies axiales subhorizontales en el occidente de Asturias fue señalada por MATTE (1968, 1969) y posteriormente por MARCOS (1973). En el área de la Hoja, los kink-bands se encuentran bien desarrollados en las Pizarras de Luarca, al E. del anticlinal de San Martín, aunque de modo aislado aparecen en otras muchas localidades. Se trata de pequeños pliegues asimétricos y angulares, de flancos rectos, con superficies axiales generalmente materializadas por superficies reales de discontinuidad. Esta superficie axial generalmente bisecta el ángulo entre los flancos, que suele aproximarse a los 120 grados. La densidad de estos pliegues es variable según las localidades, aunque por lo común el espacio entre dos superficies axiales adyacentes es del orden de los 10 cm.

Estos kink-bands fueron primeramente considerados por MATTE (1969) como estructuras tardías, originadas en relación con fallas de distensión. Sin embargo, MARCOS (1973), basándose principalmente en observaciones realizadas a lo largo de la costa cantábrica, los consideró como originados en relación con la tercera fase. De acuerdo con J. A. PULGAR (datos inéditos) los kink-bands se sitúan en los lugares donde la  $S_1$  se encuentra verticalizada por efecto de la tercera fase, existiendo, por tanto, una relación espacial entre ambos; sin embargo, temporalmente los kink-bands serían posteriores a esta fase, y de acuerdo con MATTE (op. cit.) parecen relacionarse con compresiones verticales. A este respecto, en el occidente de Asturias se ha podido reconocer la existencia de fallas verticales de trazado paralelo a las estructuras y movimiento esencialmente en la vertical, que podrían encontrarse en relación con los kink-bands.

### 3.2.5 DEFORMACIONES TARDIAS

Con posterioridad al desarrollo de las estructuras antes citadas se originan otras de marcado estilo frágil, principalmente fallas y diaclasas. Por lo que respecta a las primeras, se diferencian claramente dos sistemas:

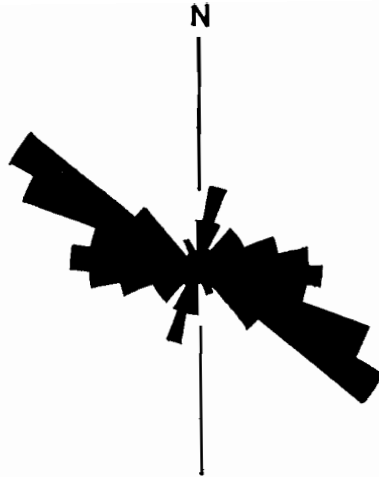
#### a) Fallas de trazado N.-S.

Principalmente se diferencian dos fallas situadas a ambos flancos del sinclinal de San Pedro. Se trata de fallas verticales, que originan una brechificación importante en las rocas. Estas fallas se prosiguen hacia el S. a través de toda la Hoja vecina de Fonsagrada y la más oriental de ellas, también, probablemente, hacia el N., a través de la Hoja de Boal (ver MARCOS y PULGAR, in litt., y MARCOS, PEREZ-ESTAUN, PULGAR y BASTIDA, in litt.). El movimiento principal de estas fallas parece haber tenido lugar en la vertical y, tal como se ha señalado anteriormente, los kink-bands horizontales de esta zona podrían encontrarse en relación con ellas.

#### b) Fallas de dirección aproximada E.-O.

Son fallas de trazado vertical, transversales a las estructuras hercinianas, más reducidas que las anteriores. El diagrama de la Figura 11 ilustra sobre la orientación media de estas fallas. Con frecuencia estas fallas comportan brechas mineralizadas y diques de cuarzo. Desde el punto de vista temporal son probablemente posteriores a las fallas N.-S. Una componente de movimiento en la dirección de estas fallas (strike-slip) resulta evidente para alguna de ellas, aunque probablemente no todas tienen el mismo origen.

Otras fallas, más difíciles de sistematizar por su variedad, se encuentran en diversas localidades dentro de la Hoja.



*Fig. 11.—Diagramas mostrando la orientación principal de las fracturas tardías en la Hoja. Datos obtenidos a partir de la cartografía, considerando 90 fallas.*

Las diaclasas constituyen varios sistemas, de los cuales el más efectivo está formado por diaclasas subverticales de dirección aproximada E-O. Estas diaclasas cortan netamente materiales de diferente naturaleza sin sufrir cambios notables en dirección y con frecuencia sus superficies se encuentran ornamentadas. Por sus características, éstas podrían ser consideradas diaclasas de compresión o cizalla. Su relación con algunas de las fallas transversales a las estructuras hercinianas antes citadas puede ser admitida.

Por último, puede señalarse la existencia de pliegues y flexiones, aislados, con superficies axiales verticales y ejes E-O. (ver MARCOS, 1973, Figura 57). Estas estructuras modifican poco a los pliegues anteriores, aunque podrían ser las causantes de algunos de los cabeceos que presentan.

## **4 METAMORFISMO**

### **4.1 METAMORFISMO REGIONAL**

La Hoja de San Martín de Ocos se sitúa dentro de un dominio epizonal y las paragénesis metamórficas nunca superan la facies de los esquistos verdes.

Dentro de las rocas psamíticas y pelíticas, las asociaciones metamórficas más comunes son las siguientes:

Clorita-sericita-cuarzo.

Biotita-clorita-sericita-cuarzo.

Cloritoide-clorita-moscovita-cuarzo.

Además de estos minerales tipomorfos y esenciales, en las paragénesis se presentan una serie de accesorios, como rutilo, circón, turmalina, apatito y grafito.

De acuerdo con estas paragénesis, se puede deducir que en la Hoja están representadas las zonas de la clorita y biotita. La zona de la clorita ocupa la mayor parte de la Hoja, mientras que las paragénesis con biotita se disponen de un modo errático, de forma que resulta imposible trazar un límite entre ambas zonas. Las paragénesis con cloritoide son muy escasas y vienen condicionadas, sin duda, por la composición química de las rocas en las que se encuentran.

#### **4.2 METAMORFISMO DE CONTACTO**

En el extremo NE. de la Hoja existe una zona de metamorfismo térmico, que en parte constituye la prolongación meridional de la aureola del granito de Boal. Este metamorfismo térmico afecta principalmente a las Pizarras de Luarca, que macroscópicamente muestran un aspecto noduloso debido al crecimiento de los minerales metamórficos. Las paragénesis observadas son semejantes a las descritas en la Hoja número 26, Boal. En adición, en algunas localidades puntuales, tales como Los Valles (cerca de Grandas de Salime), la antigua carretera de Grandas de Salime (sobre la margen izquierda del embalse de Salime) y Vilarello (entre San Martín y Villanueva de Oscos), entre otras, se ha podido evidenciar la presencia de minerales típicos de metamorfismo de contacto (andalucita o cordierita).

#### **4.3 RELACIONES ENTRE CRISTALIZACION METAMORFICA Y DEFORMACION**

De acuerdo con las relaciones que guarda la cristalización de los diferentes minerales con la deformación, se puede deducir una secuencia relativa de cristalización de los mismos en el tiempo. La cristalización más precoz corresponde a la clorita; este mineral aparece con sus superficies de exfoliación formando un ángulo con respecto a la esquistosidad de flujo ( $S_1$ ) que lo rodea. Este hecho puede ser interpretado como una blastesis de este mineral anterior o simultánea al desarrollo de esta esquistosidad.

La esquistosidad de flujo viene definida fundamentalmente por mosco-

vita, que se encuentra totalmente recrystalizada, y cuarzo, que llega a constituir cristales muy alargados y fusiformes.

Posteriormente cristaliza la mayor parte del cloritoide; en algunas láminas este mineral fosiliza la  $S_1$  y se encuentra afectado por la  $S_2$ , que lo deforma. En este último caso, el cloritoide es precoz en relación con la segunda fase. La cristalización de cloritoide parece proseguirse aun después de esta segunda fase, ya que en algunos casos se dispone miméticamente con respecto a las superficies  $S_2$ .

La biotita es un mineral de cristalización tardía en relación con la deformación; este mineral se presenta en cristales tabulares cortos o en secciones basales dispuestas al azar. Su carácter pretectónico viene confirmado por la presencia junto a ella de cloritas poiquilíticas englobando al cuarzo y a la sericita, e igualmente por la presencia de filones rellenos de cuarzo, clorita y biotita.

De acuerdo con estos datos, el clímax del metamorfismo (aparición de la biotita) debió tener lugar en momentos muy tardíos, quizá en relación con la presencia de rocas ígneas infrayacentes. El tipo de metamorfismo no puede definirse en esta zona, aunque considerando su contexto geológico correspondería a un esbozo de un metamorfismo de tipo intermedio de baja presión, como el observable en Galicia oriental (CAPDEVILA, 1969).

## 5 ROCAS IGNEAS

Aparte de las rocas básicas ( $V_b^3$ ) descritas al hablar de las Pizarras de Luarca, no existen manifestaciones de rocas ígneas dentro de la Hoja. Las aureolas de metamorfismo térmico que se diferencian en la Hoja y a las que nos hemos referido anteriormente deben encontrarse en relación con rocas graníticas situadas por debajo de la superficie topográfica.

## 6 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica que registran los materiales presentes en la Hoja de San Martín de Oscos se inicia en el Cámbrico Inferior, con el depósito de las calizas de la Formación Vegadeo; la historia sedimentaria se puede proseguir hasta el Silúrico.

Desde el Cámbrico Inferior al Ordovícico Inferior tiene lugar una sedimentación carbonatada (Caliza de Vegadeo) y detrítica (Serie de los Cabos), en un medio marino de aguas poco profundas. La sedimentación se prosigue luego en un medio euxínico (Pizarras de Luarca), probablemente en condiciones de profundidad creciente, hasta el depósito de las turbiditas de

la Formación Agüeira en condiciones de aguas profundas. Esta historia puede establecerse en la mitad oriental de la Hoja (Dominio del Navia y Alto Sil, de MARCOS, 1973), ya que en la occidental (Dominio del Manto de Mondoñedo) no se encuentran representadas las turbiditas de la Formación Agüeira. En este sentido, se diferencian claramente dos dominios paleogeográficos, que en la actualidad se encuentran separados por cabalgamientos (cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, principalmente). El registro sedimentario es aún más escaso en la escama de Santa Eulalia de Oscos, en la parte central del mapa, donde por debajo de los materiales silúricos se encuentra ya la Serie de los Cabos.

Por encima de estos sedimentos paleozoicos se depositaron los materiales silúricos, que probablemente representan una uniformización en el medio de depósito en grandes extensiones.

Esta historia, sedimentaria y paleogeográfica, se engloba dentro de la evolución general de la zona Asturoccidental-leonesa, ya establecida por diversos autores (LOTZE, 1945; MATTE, 1968; JULIVERT, MARCOS y TRUYOLS, 1972; MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975).

Todos estos materiales sufrieron una deformación polifásica acompañada por metamorfismo regional de bajo grado durante la orogénesis herciniana. Las rocas fueron sometidas en su transcurso a un proceso continuado de plegamiento y fracturación, que condicionan la estructura final actualmente visible. Las últimas manifestaciones de esta orogénesis se relacionan con el depósito y deformación de materiales carboníferos estefanienses (no representados en la Hoja), pero la extensión hacia atrás en el tiempo de esta orogénesis es difícil de precisar, debido a la ausencia de marcadores adecuados. De acuerdo con la mayor parte de los autores, esta deformación debió tener lugar principalmente durante el Carbonífero.

## **7 GEOLOGIA ECONOMICA**

### **7.1 HIDROGEOLOGIA**

La observación de la columna litoestratigráfica local aporta una primera aproximación al conocimiento hidrogeológico de la Hoja. Cabe destacar la ausencia de niveles idóneos para el almacenamiento de agua, ya que los caracteres litológicos no favorecen la existencia de porosidad.

Por el contrario, las características estructurales, en un área como ésta, sometida en distintos momentos a esfuerzos notables, han condicionado la existencia de una amplia red de diaclasas, esquistosidades, fracturas, etc., que son potencialmente susceptibles de ser ocupadas por el agua y de servir de conductos para su circulación.

Naturalmente, estas aguas de fisura serán tanto más abundantes cuanto



más fracturada se encuentre la zona, tanto por el aumento del volumen de huecos que aquélla condiciona como por el hecho de que las fracturas de cierta entidad actúan como canales colectores de la red menor, dando lugar a manantiales cuando salen al exterior.

Son abundantes los ejemplos: a lo largo del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, cabalgamiento y núcleo anticlinal de San Martín en su flanco E., más tectonizado; fallas transversales, como en Lamas de Campos; a lo largo de algunos contactos, como en Mon y en el flanco E. del sinclinal de San Pedro de Agüeira en Grandas de Salime, aquí favorecido por la granulometría más gruesa de los materiales de esta formación.

Aguas de tipo subálveo se captan en algunas pequeñas llanuras aluviales de dimensiones muy reducidas, como en las áreas de Logares e Illano.

Asimismo, con carácter estacional o intermitente, en estrecha relación con la meteorología, existen algunos manantiales, en las zonas elevadas, aplanadas, entre los valles fluviales, donde se localizan depósitos recientes con elevada porosidad, pero con escasa capacidad (por su volumen) de almacenamiento; suficiente en general para cubrir las necesidades existentes, dada la baja densidad de población y el bajo grado de actividad industrial.

El nivel calcáreo existente (Caliza de Vegadeo) está carstificado, pero por sus reducidas dimensiones tiene una importancia mínima en el conjunto.

## 7.2 MINERIA

En el ámbito de la Hoja los indicios minerales pueden asimilarse en los siguientes grupos:

- a) de hierro;
- b) de plomo-zinc;
- c) de otros metales;

siendo el orden de importancia de cada uno de ellos el mismo por el que se relacionan.

### a) **Minerales de hierro**

Constituyen el grupo más amplio, tanto por el número de indicios como por su volumen respectivo. Se trata de mineralizaciones filonianas constituidas principalmente por goethita, limonita, pirita y, muy raramente, magnetita, pirrotina y mispíquel como minerales de hierro, junto con una serie de minerales menores de origen supergénico, que se mencionarán para cada caso.

### b) **Mineralización de plomo-zinc**

Dentro de este segundo grupo cabe hacer dos distinciones:

— Yacimientos en que el plomo y zinc aparecen constituyendo sulfuros del grupo G.B.P.C., que son los más reducidos en su volumen.

— Yacimientos en los que el plomo (no existe zinc o si lo hay únicamente como trazas) se presenta en forma de minerales supergénicos, y se halla ligado íntimamente a las mineralizaciones de hierro mencionadas en el primer grupo. Este tipo es el más importante, en cuanto al volumen de sus reservas.

### c) Otros metales

Existe un número reducido de indicios de metalizaciones de cobre, manganeso, oro, etc., que en algunos casos aparecen aislados, pero siendo prácticamente general que se presenten en relación con las mineralizaciones de hierro o plomo-zinc de los tipos anteriores.

Las intercalaciones entre unos y otros grupos hace que sea prácticamente imposible, salvo algunos casos muy definidos, el encajar los indicios o minas existentes en uno solo de aquéllos, por lo que aquí se hará una reseña de los más importantes y sus características, sin encasillarlos necesariamente en un tipo determinado.

El yacimiento más importante de los presentes es el de Mina San José, de San Martín de Oscos, situado a unos tres kilómetros al S. de esta localidad, y que comprende varias concesiones y permisos de investigación. Laboreado inicialmente para el aprovechamiento de minerales de hierro, ante la presencia de plomo se pasó a beneficiar este último metal.

Se trata de un filón de dirección prácticamente N-S., situado en el flanco E. del anticlinal de San Martín, dentro de los términos superiores de la Serie de los Cabos. La mineralización se presenta dentro de la brecha de relleno de una fractura, pasando de disposición diseminada a masiva. El aspecto de la mineralización es muy esponjoso, por situarse en la parte de oxidación del filón. Este hecho hace que los minerales presentes sean muchos de ellos supergénicos. Se tiene así una mineralización básicamente constituida por una masa de martita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), goethita  $\text{FeO}(\text{OH})$  y jarosita  $[(\text{SO}_4)_2\text{KFe}_3(\text{OH})_6]$ , con indicios de magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), pirrotina ( $\text{FeS}$ ) y arsenopirita como minerales de hierro, junto con pirolusita ( $\text{MnO}_2$ ) y minerales de plomo: piromorfita  $[\text{Cl}(\text{PO}_4)_3\text{Pb}_5]$ , mimetita  $[\text{Cl}(\text{AsO}_4)_3\text{Pb}_5]$ , coronadita  $[(\text{MnPbMn}_6\text{O}_{16})]$  y otros como trazas. Es de apreciar la complejidad en la composición de las menas de plomo, que dificulta enormemente la extracción del metal. Esto ha conducido a que, en el momento actual, se hallen paralizadas las labores mineras y se trate de encontrar un procedimiento que permita la separación del plomo.

Este yacimiento podría considerarse como perteneciente al grupo del hierro y al segundo de los tipos descritos de plomo.

En el extremo superior de la Hoja, al N. de Piorno y Peña Acebal, y pró-

ximo al río Soutelo, se encuentra la denominada Mina Antonia. Se trata de una mineralización concordante aparentemente con la estratificación, con dirección N. 20° E.

Desde el punto de vista metálico los minerales presentes en esta última mina son: pirrotina (SFe), magnetita ( $Fe_3O_4$ ), mispiquel (FeAsS), calcopirita ( $S_2FeCu$ ), galena (SPb), blenda (SZn), siendo los dos primeros los constituyentes mayores; hay asimismo freibergita, discrasita, jamesonita, gudmundita y marcasita en proporciones muy reducidas, limitadas a trazas aisladas. La ganga se halla constituida por anfíboles, granates, cuarzo, siderita y calcita. El interés metálico se centra en la presencia de plomo, zinc y cobre, por lo que podría considerarse como del grupo segundo de los mencionados.

En la parte central de la Hoja, al O. de Mina San José y al otro flanco del anticlinal de San Martín, en el paraje de Carro, se encuentra Mina Carmina. La mineralización es aquí de blenda y galena, por lo que cabría asimilarla al tipo primero del segundo grupo. No se han observado minerales supergénicos. Actualmente se encuentra parada.

En la localidad de La Coba Baja, a la altura del río Agüeira, hay un indicio similar al anterior, con blenda y galena en distribución muy irregular.

En el extremo sur de la Hoja, en las proximidades de Monteserín Pequeño, se encuentran unos filones de hierro, irregulares en cuanto a la disposición del mineral con frecuentes discontinuidades y variaciones; la dirección es prácticamente N.-S., coincidente con la estratificación. Los minerales, en observación microscópica, son: hematites, goetita e indicios de pirita, pirrotina y mispiquel. Esta mineralización sería asimilable al grupo primero (de hierro).

Por último, existe un cierto número de indicios menores, todos ellos para hierro, como los situados en las proximidades del vértice Curiscada, en Villamea, Piorno..., con composición mineralógica similar (magnetita, marrita, pirrotina, mispiquel, etc.).

En algunos puntos se han detectado trazas de oro en los aluviones de los ríos. Uno de ellos, el situado en las proximidades de la localidad de la Arruñada, se halla en relación con los restos de un gran movimiento de tierras que podría corresponder a una antigua explotación romana.

### **7.3 ROCAS INDUSTRIALES**

En contraste con la importancia minera de la zona, la región comprendida en el ámbito de la Hoja carece de relieve en lo relativo al aprovechamiento industrial de las rocas. Solamente existe una instalación con entidad suficiente en las proximidades de Vilarchao, al sur de Santa Eulalia de Oscos.

Se trata de una explotación de pizarras de la Formación Agüeira, que por sus características de dureza, compacidad, facilidad de exfoliación, etc., son especialmente aprovechables como pizarras de techar. La producción de esta

cantera de Lamas de Vilarchao, del orden de 1.500 a 2.000 Tm/año (está previsto llegar a las 6.000 en un futuro próximo). Se dedica en su mayor parte a la exportación.

En otros puntos de la zona estas pizarras han sido, asimismo, objeto de explotación, aunque con carácter esporádico y muy restringido, en algunos casos casi doméstico. En la explotación de Villanueva de Oscos se trabaja un nivel de las pizarras de Luarca especialmente interesante desde este punto de vista, ya que en él la pizarra es más dura y exfoliable que en otras bandas próximas. En la cartografía se ha distinguido (O<sub>2</sub>p) en los puntos donde es posible. Presenta el inconveniente de una fuerte diaclasación, por lo que no es posible obtener lajas de grandes dimensiones.

La esquina NE. de la Hoja, donde afloran estas pizarras de forma predominante no es una zona, a priori, interesante por la baja calidad de las pizarras en función del mayor o menor grado de metamorfismo sufrido. Esta zona es prolongación de la banda que acompaña los asomos graníticos de Boal y El Pato, más al N.

Con carácter aún más circunstancial se han explotado las pizarras de la Serie de los Cabos, especialmente al O. de los Oscos, por ser susceptibles de utilización como pizarras de techar, aunque más bastas y de peor calidad debido a las intercalaciones arenosas.

Desde el punto de vista de la construcción hay dos niveles especialmente útiles. El primero está constituido por las cuarcitas del techo y parte superior de la Serie de los Cabos, utilizadas sobre todo como áridos en la construcción y para el arreglo de las carreteras, en su mayoría con firme de tipo macadam. En este sentido son explotados canchales en la base de las laderas de cuarcita.

El otro nivel interesante es una banda areniscosa de la Formación Agüeira. Estas areniscas tienen una matriz blanda, por lo que son fáciles de trabajar. La estratificación, con bancos no muy gruesos, colabora en la obtención de bloques con dimensiones adecuadas para edificación.

Todo ello en explotaciones de tipo muy restringido, locales y con actividad esporádica y regresiva ante los materiales, cada vez más utilizados, que aporta la tecnología moderna.

Citemos finalmente la caliza, en la franja N-S., Santamarina-Logares-Trobo, que antiguamente se utilizó como material de construcción bien en forma de bloques o como aglomerante, previa obtención de la cal en hornos de tostación.

## 8 BIBLIOGRAFIA

ADARO, L. de y JUNQUERA, G. (1916).—«Criaderos de Asturias». *Mem. Inst. Geol. España*, Criaderos de hierro de España, t. II, 1 vol. texto, pp. 1-410.

- 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.
- BOUMA, A. H. (1962).—«Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation». *Elsevier Pub. Co.*, 1 vol., 168 pp.
- 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., y 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.
- DEBRENNE, F., y ZAMARREÑO, I. (1975).—«Sur la faune d'Archéocyathes de la Formation Vegados et leur rapport avec la distribution des facies carbonatés dans le NW de l'Espagne». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 2, pp. 17-27.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).—«Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. XXXVI (t. XVI, 2.<sup>a</sup> ser.), pp. 277-303.
- (1916).—«Criaderos de hierros de Los Oscos y criaderos de Luarca. *Criaderos de hierro de España*, t. II (criaderos de Asturias), pp. 611-668.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1972).—«La coupe du Cabo Peñas, une coupe de reference pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, fasc. 6, pp. 241-243.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A. y TRUYOLS, J. (1972).—«L'évolution paléogéographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien». *Bull. Soc. Géol. Mineral. Bretagne*, Rennes.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; PHILIPPOT, A., y HENRY, J. L. (1968).—«Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E. de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias». *Brev. Geol. Ast.*, año XII, núm. 4, pp. 1-4.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Mesetas». *Geotekt. Forsch.*, núm. 6, pp. 78-92. (Traducido por J. M. Ríos: Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica.) *Pub. Extr. Geol. España*, 1 vol., pp. 149-166).
- 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.
- (1971 a).—«Las deformaciones hercinianas en el occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NO. de la Península». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 1, pp. 2-6.

- (1971 b).—«Cabalgamientos y estructuras asociadas originados en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el occidente de Asturias (NO. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 4, pp. 59-64.
- (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NO. de España)». *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, núm. 6, pp. 3-113.
- MARCOS, A. y PHILIPPOT, A. (1972).—«Nota sobre el Silúrico del occidente de Asturias (NO. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XVI, núm. 3, pp. 39-42.
- MARCOS, A., y PULGAR, J. A. (in litt.).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, Hoja núm. 10-03 (11) (Luarca). *Inst. Geol. Min. Esp.*
- MARCOS, A.; PEREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J. A., y BASTIDA, F. (in litt.).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, Hoja núm. 09-06 (74) (Fonsagrada)». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127.
- (1969).—«Les kink-bands. Exemple de déformation tardive dans l'hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne». *Tectonophysics*, vol. 7, núm. 4, pp. 309-322.
- PELLO, J., y PHILIPPOT, A. (1967).—«Sur la présence du Llanvirn au Puerto Sueve (Zone orientale des Asturies, NW de l'Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 4, pp. 156-157.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas». *Brev. Geol. Ast.*, año XVIII, núm. 2, pp. 23-25.
- (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-leonesa (O. de León, NO. de España). Tesis, Univ. de Oviedo.
- RAMSAY, J. G. (1967).—«Folding and fracturing of rocks». McGraw Hill Co., 1 vol., 568 pp.
- RAMSAY, J. G., y GRAHAM, R. H. (1970).—«Strain variations in shear belts». *Can. J. Earth. Sci.*, vol. 7, pp. 786-813.
- SCHULZ, G. (1858).—«Descripción geológica de la provincia de Oviedo». Edit. José González, 1 vol., 138 pp.
- SDZUY, K. (1968).—«Biostratigrafía de la griotte cámbrica de Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables». *Trabajos de Geol.*, Univ. de Oviedo, núm. 2, pp. 45-58.
- VALDES LEAL, J. (1965).—«La tectónica de Los Oscos (Asturias)». *Est. Geol.*, vol. XX, pp. 271-283.
- WALTER, R. (1965).—«Die unterschiedliche Entwicklung des Alt-Paläozoikums östlich und westlich des kristallins von Vivero-Lugo (Nordwest-Spanien)». *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*, vol. 12, pp. 740-753.
- (1966 a).—«Resultado de investigaciones geológicas en el Noroeste de la provincia de Lugo (NO. España)». *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 89, pp. 7-16.

- (1966 b).—Die Entwicklung des Altpaläozoikums in Nordost-Galicien (NW-Spanien)». *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, vol. 115, pp. 919-920.
- (1968).—«Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien)». *Geotekt. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NO. España) y su distribución paleogeográfica». *Trabajos de Geol.*, Univ. de Oviedo, núm. 5, pp. 1-118.
- ZAMARREÑO, I.; BELLAMY, J.; HERMOSA, J. L., y JULIVERT, M. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico en la región de Ponferrada (Zona Asturoccidental-leonesa, NO. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA