

# LA FORMACION AGÜEIRA EN EL SINCLINORIO DE VEGA DE ESPINAREDA: APROXIMACION AL MODELO DE SEDIMENTACION DURANTE EL ORDOVICICO SUPERIOR EN LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA (NW DE ESPAÑA)

ANDRES PEREZ-ESTAUN y ALBERTO MARCOS

TRABAJOS DE  
GEOLOGIA



Pérez-Estaún, A. y Marcos, A. (1981).—La Formación Agüeira en el Sinclinorio de Vega de Espinareda: Aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico superior en la Zona Asturoccidental-leonesa (NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 11, 135-145.

A partir del estudio sedimentológico de un corte de la Formación Agüeira en el Sinclinorio de Vega de Espinareda, de la distribución de las litologías de la formación en este área, así como de los datos ya conocidos sobre la Formación Agüeira en la Zona Asturoccidental-leonesa, se pone de manifiesto la existencia de un gran abanico submarino profundo durante el Ordovícico superior en la región del Sinclinorio de Vega. Todas las demás facies de la formación en el Dominio del Navia y Alto Sil se interpretan como formadas en la parte externa de este abanico o incluso en las planicies que lo rodean, con excepción de algunos depósitos localizados cerca de la costa Cantábrica que podrían constituir otro abanico submarino pero de mucha menor entidad. Por otra parte, en el Dominio de Truchas, durante este tiempo, se originan turbiditas muy distales entre las que se observan algunos depósitos del tipo «pebbly mudstones». El modelo sedimentológico propuesto para la Formación Agüeira en la Zona Asturoccidental-leonesa consiste en una serie de surcos y umbrales producidos por fracturas y situados en una plataforma continental. La instalación de cañones submarinos en los bloques fallados permitiría transportar materiales por corrientes de turbidez a los surcos.

From the sedimentological analysis of an Agüeira Formation cross section in the Vega de Espinareda synclinorium, the distribution of lithologies in this area and the previous published data on this subject in the Westasturian-leonese Zone, an upper Ordovician deep sea fan is recognised in the Vega de Espinareda region. Other facies of the formation in the Navia and Alto Sil Domain can be interpreted as formed in the outer fan or in the surrounding basin plain. Only, near the Cantabrian Coast, deposits belonging to another deep sea fan of less importance can be recognised. On the other hand, during Ordovician times, in the Truchas Domain very fine turbidites and pebbly mudstones were laid down. The sedimentological model proposed for the Westasturian-leonese upper Ordovician basin consists in several troughs produced by fractures in a continental platform. The setting up of submarine canyons in the faulted blocks permits to transport materials by turbidity currents to the troughs.

*Andrés Pérez-Estaún y Alberto Marcos. Departamento de Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad de Oviedo.*

La Formación Agüeira presenta un gran desarrollo y ocupa una gran extensión en la Zona Asturoccidental-leonesa, particularmente en el Dominio del Navia y Alto Sil (Marcos, 1973; Pérez-Estaún, 1978). Es una formación detrítica que se sitúa en la parte más alta de la sucesión ordovícica, habiendo sido definida por Marcos (1970). En el Dominio antes citado, se sitúa sobre una espesa sucesión de pizarras negras

(Pizarras de Luarca) de edad Ordovícico medio y se encuentra recubierta por un horizonte cuarcítico (Cuarcitas de Vega de Espinareda) sobre el que se sitúan ya los materiales silúricos. Los afloramientos de la Formación Agüeira se presentan también en el Dominio de Truchas aunque con una extensión mucho menor (Pérez-Estaún, 1978).

En el presente trabajo se estudia esta forma-

ción en el sector de Vega de Espinareda-Sierra de Ancares (León), dentro del sinclinatorio de Vega, y teniendo en cuenta los datos que sobre la misma existen en otras regiones (Zona de Oscos-Costa Cantábrica y región de Truchas) se realiza una aproximación al modelo de sedimentación que representa.

### CARACTERISTICAS GENERALES DE LA FORMACION AGUEIRA

Como ya ha sido puesto de manifiesto en trabajos anteriores (Marcos, 1970, 1973; Crimes, Marcos y Pérez-Estaún, 1974; Pérez-Estaún, 1978), la Formación Agüeira esta constituida por una alternancia de areniscas, siltitas y pizarras negras, con algunos niveles cuarcíticos. Por lo que respecta a la facies, las areniscas

poseen en muchas localidades las características usuales de las secuencias turbidíticas, incluyendo marcas en los muros de las capas y una sucesión ordenada de estructuras sedimentarias internas de acuerdo con el modelo clásico de Bouma (1962). Sin embargo, como más adelante veremos, el modelo de Bouma no es aplicable a todas las areniscas contenidas en la formación, como sucede principalmente con las situadas más cerca de la fuente de los aportes. No obstante, en términos generales, las areniscas de la Formación Agüeira se ajustan a unas u otras de las facies establecidas por Mutti y Ricci Lucchi (1975) para las secuencias turbidíticas.

Las paleocorrientes determinadas en la Formación Agüeira definen un modelo prácticamente unimodal, dirigiéndose constantemente de S a N, paralelamente a los afloramientos actuales (Fig. 1).

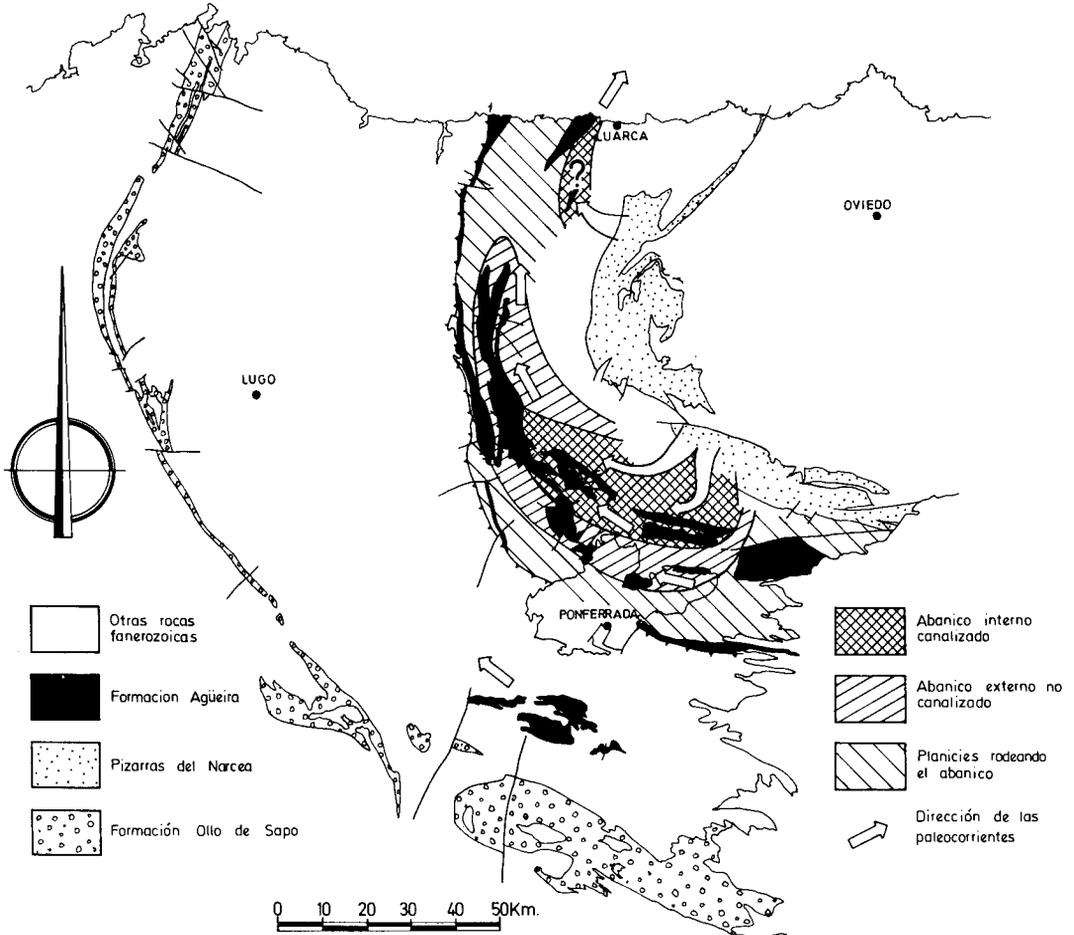


Fig. 1.—Afloramientos de la Formación Agüeira y distribución de sus facies en la Zona Asturoccidental-leonesa.

Las pistas fósiles no son muy abundantes en la Formación Agüeira, sin embargo, hasta el presente se han citado en la Zona Asturoccidental-leonesa varios géneros comunes en facies turbidíticas, tales como *Spirophycus*, *Granularia*, *Protopalaeodictyon*, *Helminthopsis* y *Cosmorhaphe*.

Por lo que se refiere a la edad, aunque existen pocos yacimientos fosilíferos, los datos paleontológicos existentes permiten atribuir esta formación al Ordovícico superior y más concretamente al Caradoc (Marcos, 1970; Pérez-Estaún, 1974). Por otra parte, dado que existe una sucesión continua desde las Pizarras de Luarca (Ordovícico medio) a la Formación Agüeira y que no se conoce con precisión el límite Llanvirn-Llandeilo ni el Llandeilo-Caradoc es probable que la parte inferior de la formación corresponda al Llandeilo.

A pesar de las características generales mencionadas es necesario precisar que la Formación Agüeira presenta notables variaciones litológicas de N a S, desde la costa cantábrica hasta su desaparición bajo los materiales terciarios de la Meseta, en la zona de Astorga, y también en cortes transversales a la dirección de las estructuras. Así, en el Sinclinorio de Vega de Espinareda, la facies de esta formación presenta grandes diferencias con los afloramientos más septentrionales. En los afloramientos que se sitúan desde la altura del paralelo 43° 00' hacia el N, la Formación Agüeira esta constituida esencialmente por capas delgadas de arenisca-pelita conformes con el modelo de una turbidita «clásica». En el propio Sinclinorio de Vega y sobre todo en el flanco N del mismo, en esta formación destacan grandes cuerpos de areniscas, en los que el modelo de Bouma no es aplicable y cuyas características contrastan a primera vista con las de una turbidita clásica. Por otra parte, en los afloramientos más surorientales (N y E de Brañuelas), esta formación es predominantemente pizarrosa con escasos niveles de areniscas y silitas; cuando aparecen estas areniscas y silitas lo hacen en capas con espesores reducidos y mostrando estructuras sedimentarias que se ajustan al modelo de Bouma. Estas variaciones son más importantes si se compara la Formación Agüeira del Dominio del Navia y Alto Sil con la sucesión que la misma presenta en el Dominio de Truchas, donde a su vez existen cambios notables.

## LA FORMACION AGÜEIRA EN EL SINCLINORIO DE VEGA DE ESPINAREDA. EL CORTE DE SAN PEDRO DE PARADELA

Dentro del Sinclinorio de Vega (Fig. 2), la Formación Agüeira presenta facies muy arenosas en todo el sinclinal de San Pedro de Paradel y al S de Vega de Espinareda, mientras que en el flanco W y S del Sinclinorio, en el área comprendida entre Candín, Burbia y Vega de Espinareda predominan facies más pizarrosas.

El mejor corte natural de la formación en este sector, puede obtenerse en el valle del río Cua, entre San Pedro de Paradel y el Puente de Andinas. Dentro de la sucesión en este corte pueden diferenciarse tres miembros que se describen a continuación (Fig. 3):

A) Un miembro inferior, con un espesor aproximado de 600 m, constituido predominantemente por areniscas que forman una secuencia con aumento progresivo hacia arriba del tamaño del grano y del espesor de las capas. En la parte baja, las areniscas se presentan en capas irregulares y lenticulares de 10-30 cm de espesor; la relación arenisca pelita es de 0,5. Hacia la parte superior se reduce considerablemente el porcentaje de pelitas y aumenta el espesor de las capas de arenisca (Fig. 4). Las estructuras sedimentarias internas en las capas de arenisca son principalmente laminación paralela y laminaciones de ripples. Las marcas de corriente en los muros de las capas son escasas; en la parte inferior existen «furrows & ridges» y lineaciones primarias de corriente, definiendo un sentido de las corrientes aproximadamente hacia el NNW. Hacia la parte alta unicamente existen ripples de corriente en el muro de las capas, definiendo corrientes dirigidas hacia WNW aproximadamente. Los icnofósiles son relativamente frecuentes; en particular, existen abundantes burrows inclinados (tipo *Skolithos* o *Cilindrichnus*) y *Planolites*. *Taphhelminthopsis* sp. aparece al menos en dos niveles distintos, registrándose así mismo la presencia de *Helminthopsis* sp. en una localidad.

B) Un miembro medio, de unos 270 m de espesor, en el que se diferencian varios tipos de facies. La parte baja, está constituida por pizarras negras con laminaciones siltíticas y arenosas, en las que no existen estructuras sedimentarias destacables. La parte alta esta formada por capas de arenisca-pelita (Fig. 5), con una

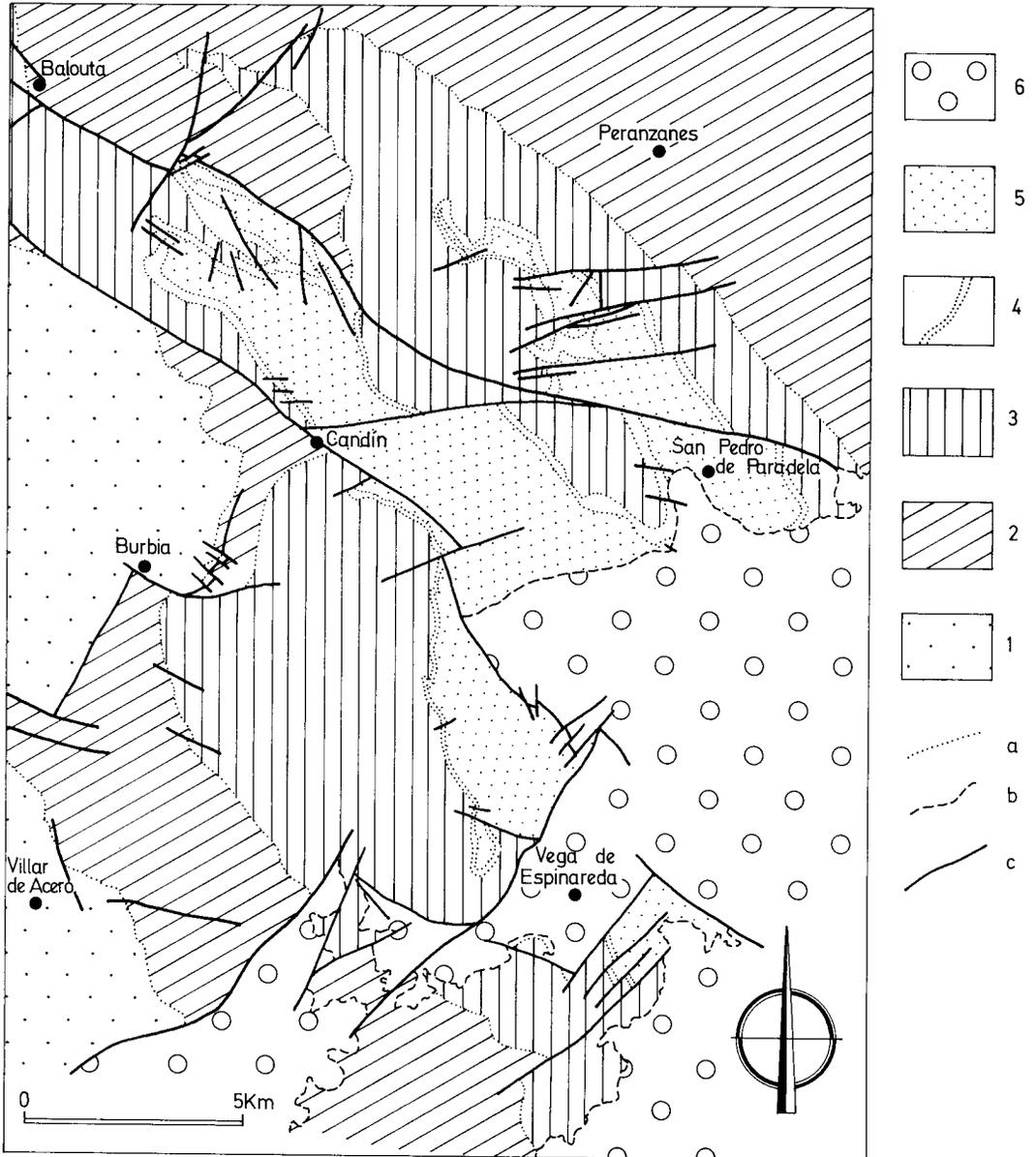


Fig. 2.—Mapa geológico del sinclinorio de Vega de Espinareda. 1. Serie de los Cabos; 2. Pizarras de Luarca; 3. Formación Agüeira; 4. Cuarcita de Vega de Espinareda; 5. Pizarras de Luarca y 6. Cobertera terciaria y cuaternaria. a) Contacto normal, b) contacto discordante y c) fallas. Según Pérez-Estaín *et al.* (in litt.).

relación arenisca/pelita variable. Las capas de arenisca contienen granoclasificación, laminación paralela y «ripple drift» (Fig. 6). Existen marcas de corriente bien desarrolladas en los muros de las capas, principalmente groove y prod casts; las paleocorrientes se dirigen hacia

el NW. No se han localizado icnofósiles en estos niveles.

C) Un miembro superior, formado por unos 550 m de areniscas con un porcentaje generalmente bajo de pizarras. Los 350 m superiores no son directamente observables en el corte

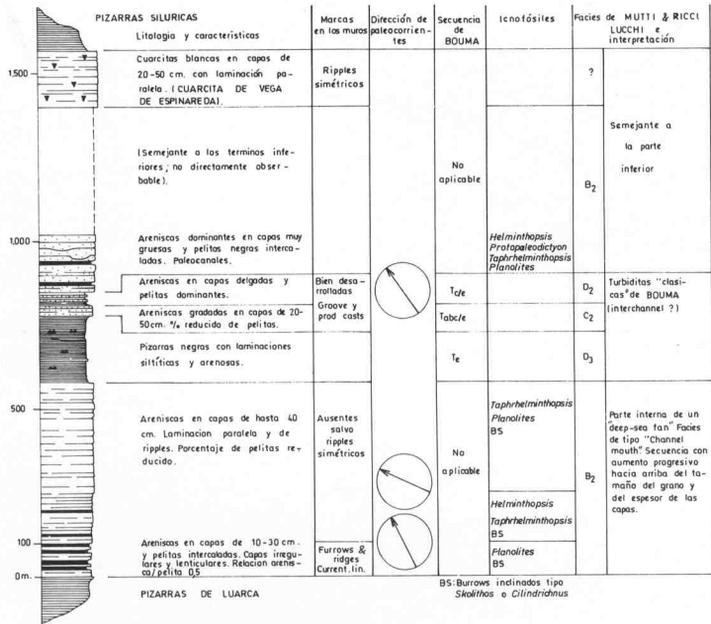
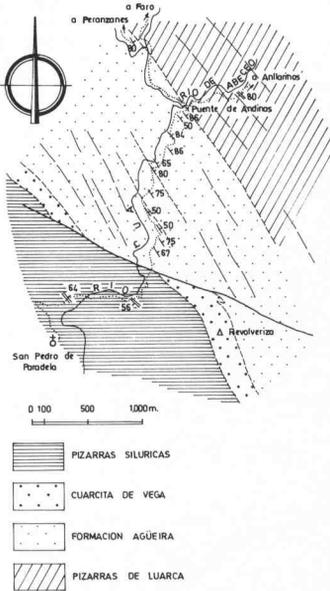


Fig. 3.—División estratigráfica y facies de la Formación Agüeira en el corte del río Cua.



Fig. 4.—Niveles de areniscas en el miembro inferior de la Formación Agüeira. Corte del río Cua.



Fig. 5.—Turbiditas con facies tipo  $C_2$  en el miembro medio de la Formación Agüeira. Corte del río Cua.

debido a la existencia de una fractura (ver mapa en figura 3), pero su naturaleza es muy semejante a la parte visible. La sucesión se inicia con areniscas en bancos de hasta 50 cm, con intercalaciones importantes de pelitas. En las areniscas destaca la existencia de paleocauces (Fig. 7). Los icnofósiles son relativamente abundantes, destacando la presencia de *Planolites*, *Protopalaeodictyon*, *Helminthopsis* y *Taprhrhelminthopsis* (Fig. 8). En términos generales, este miembro parece constituir una secuencia con aumento progresivo hacia arriba del tamaño del grano y del espesor de las capas. La Cuarcita de Vega de Espinareda constituiría probablemente los niveles culminantes de la secuencia (Fig. 9).

Este miembro superior con mayor o menor desarrollo esta siempre presente en el Sinclinorio de Vega de Espinareda.

#### INTERPRETACIÓN

Con base a las características anteriores citadas y teniendo en cuenta el modelo propuesto

por Mutti y Ricci Lucchi (1975) puede intentarse una interpretación de las facies de la Formación Agüeira en el corte de San Pedro de Paradela al puente de Andinas. En este sentido, las características de las areniscas del miembro inferior de la formación encajan con las facies  $B_2$  de dichos autores. Esta facies corresponde sin duda a la parte interna de un abanico submarino y dentro de este muy probablemente a sedimentos acumulados en la desembocadura de canales submarinos. Una interpretación semejante puede realizarse para el miembro superior de la secuencia. El miembro medio está constituido por turbiditas «clásicas», diferenciándose facies tipo  $C_2$ ,  $D_2$  y  $D_3$  (Mutti y Ricci Lucchi, 1975); teniendo en cuenta la posición de estos materiales entre dos gruesas secuencias correspondientes a la parte interna de un «deep sea fan», este miembro puede ser interpretado como una acumulación de sedimentos depositados en el espacio entre los canales submarinos.

La interpretación global de las facies de la Formación Agüeira en el Sinclinorio de Vega y su distribución no puede realizarse sin el estudio previo de otras secciones del tipo de la

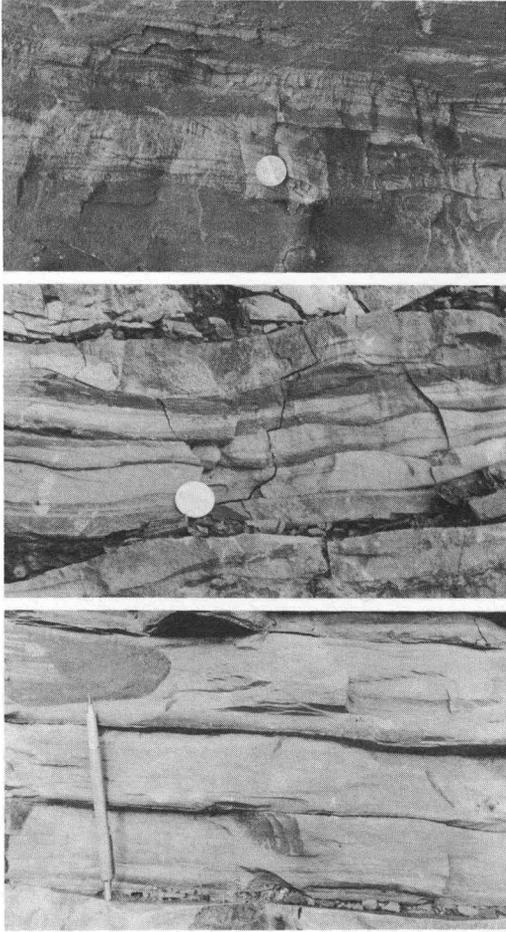


Fig. 6.—Laminación cruzada en los niveles culminantes del miembro medio de la Formación Agüeira. Corte del río Cua.

antes descrita. En cualquier caso, la existencia de grandes acumulaciones de areniscas en una buena parte de esta estructura, hace pensar que las facies corresponden principalmente a la parte interna de un abanico submarino profundo. Mas hacia el N, se sitúan sin duda las facies correspondientes a la parte no canalizada del abanico y a la planicie que la rodea. Por otra parte, por el otro extremo, más hacia el E (región situada al N y NE de Brañuelas), sucede igual que hacia el N y las facies deben corresponder a la de las planicies que rodean a los abanicos, caracterizadas por corrientes de turbidez diluidas que arrastran grandes volúmenes de barro y limo (facies D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub>, G de Mutti y Ricci Lucchi, 1975).



Fig. 7.—Paleocanales en la parte alta del miembro superior de la Formación Agüeira (techo hacia la derecha). Corte del río Cua.

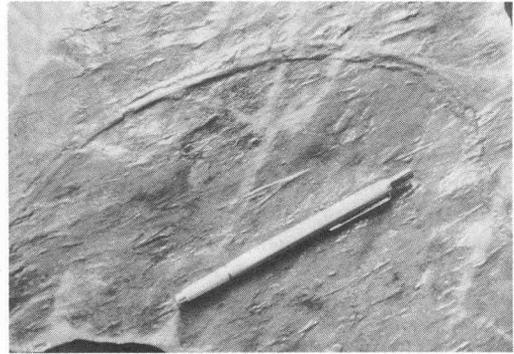


Fig. 8.—*Taphrhelminthopsis* sp. en el muro de una capa de arenisca. Miembro superior de la Formación Agüeira en el corte del río Cua.

#### LA FORMACIÓN AGÜEIRA EN LOS OSCOS Y COSTA CANTÁBRICA

Al N de la región de Vega de Espinareda se encuentran conservados importantes afloramientos de la Formación Agüeira en el núcleo

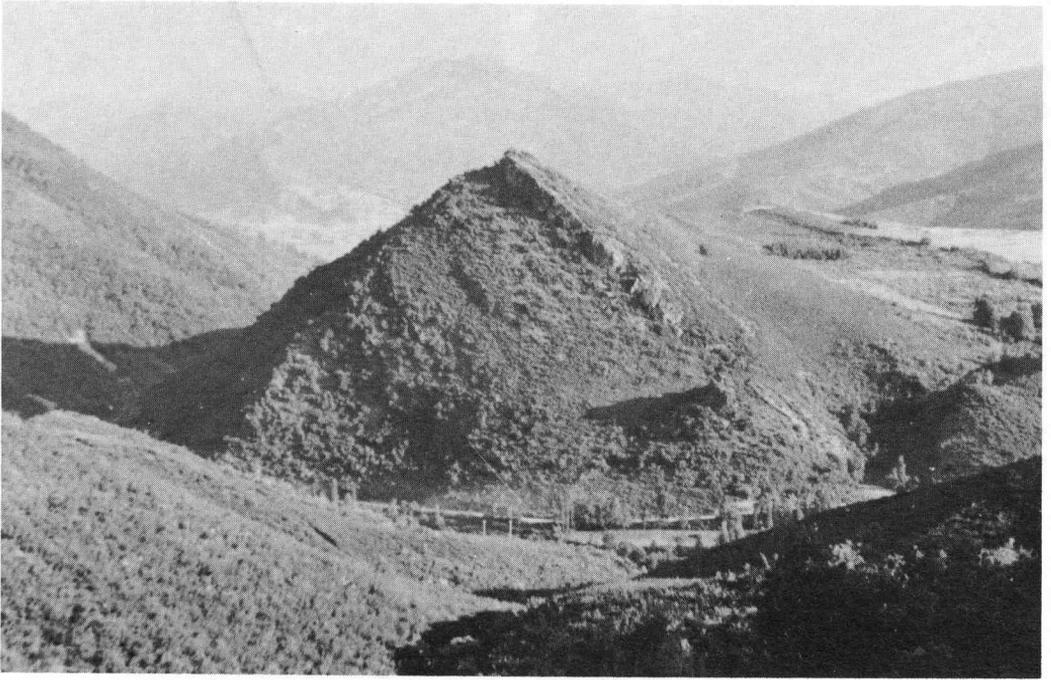


Fig. 9.—Aspecto general del miembro superior de la Formación Agüeira, con el nivel culminante de la Cuarcita de Vega de Espinareda. Panorámica del valle de Ancares, desde el Alto de Llumeras.

de grandes sinclinales. Si bien no han sido realizados análisis de facies a la luz de los conocimientos actuales, los datos existentes permiten interpretar que el sistema externo no canalizado del gran abanico de Vega de Espinareda se debía extender hacia la región de los Oscos. En efecto, hasta ésta región la Formación Agüeira esta constituida tanto por niveles de areniscas como por otros sedimentos más finos y muestra variaciones notables de facies en sentido vertical y lateral; estos sedimentos pueden ser interpretados respectivamente como depositados en lóbulos progradantes o en el espacio existente entre ellos. El análisis cuantitativo realizado por Crimes, Marcos y Pérez-Estaún (1974) cerca de la base de la Sección de Oscos (ver pp. 177-179 en op. cit.) corresponde en realidad a uno de estos lóbulos de arenisca. Los afloramientos de los Oscos presentan una litología caracterizada por pizarras con delgadas laminaciones de silita a lo largo de grandes distancias y pueden interpretarse como depositados por corrientes de turbidez muy diluida ya fuera del abanico submarino, en la planicie que lo rodea.

La existencia de sedimentos con facies correspondientes a un abanico interno, vuelven a

reconocerse no obstante más al N, en la costa cantábrica. Así, en los alrededores de Puerto de Vega, la parte basal de la Formación Agüeira está constituida por cuerpos de areniscas formando varias secuencias «fining and thinning upward» superpuestas, con un espesor total de 200 m, a la que siguen en vertical sedimentos más finos, con areniscas o silititas que exhiben secuencias de Bouma incompletas (ver Crimes, Marcos y Pérez-Estaún, 1974, pp. 174-177). Esta parte basal podría corresponder a secuencias llenando canales abandonados en el sistema interno de un abanico submarino. La imposibilidad de observar otros afloramientos más hacia el N, en la dirección de las paleocorrientes, impide precisar la magnitud de este nuevo abanico. En cualquier caso, el menor volumen de areniscas y la evolución vertical hacia sedimentos finos, permiten suponer que su importancia sería menor que el antes descrito mas al sur.

#### LA FORMACIÓN AGÜEIRA EN EL DOMINIO DE TRUCHAS

No existen estudios de detalle sobre la Formación Agüeira en el Dominio de Truchas. De

los datos actualmente conocidos (Pérez-Estaún, 1978; Marcos, Marquínez, Ortega y Pérez-Estaún datos no publicados), puede destacarse el hecho de que la formación presenta numerosos cambios laterales. El espesor máximo en este sector se sitúa en torno a los 1.000 m. En la Fig. 10 se presenta la sucesión que presenta esta formación en la zona de Silván (León), en la parte media del Sinclinorio de Truchas. Pueden destacarse algunas particularidades de la sucesión en esta región, como lo es el hecho de que se trate de una serie eminentemente pizarrosa,

en la que dominan las alternancias de siltitas y pizarras, y la existencia de pizarras con cantos de pequeño tamaño y de diversa naturaleza, entre los que destacan los cantos de calizas (Fig. 11). El miembro inferior de la formación (200-300 m de espesor), quizás el más continuo en la parte S del Dominio de Truchas, caracterizado por la alternancia de areniscas de grano fino, siltitas y pizarras, presenta las características típicas de las turbiditas distales; en este miembro se observa granoclasificación y sobre todo laminación paralela y entrecruzada y es-

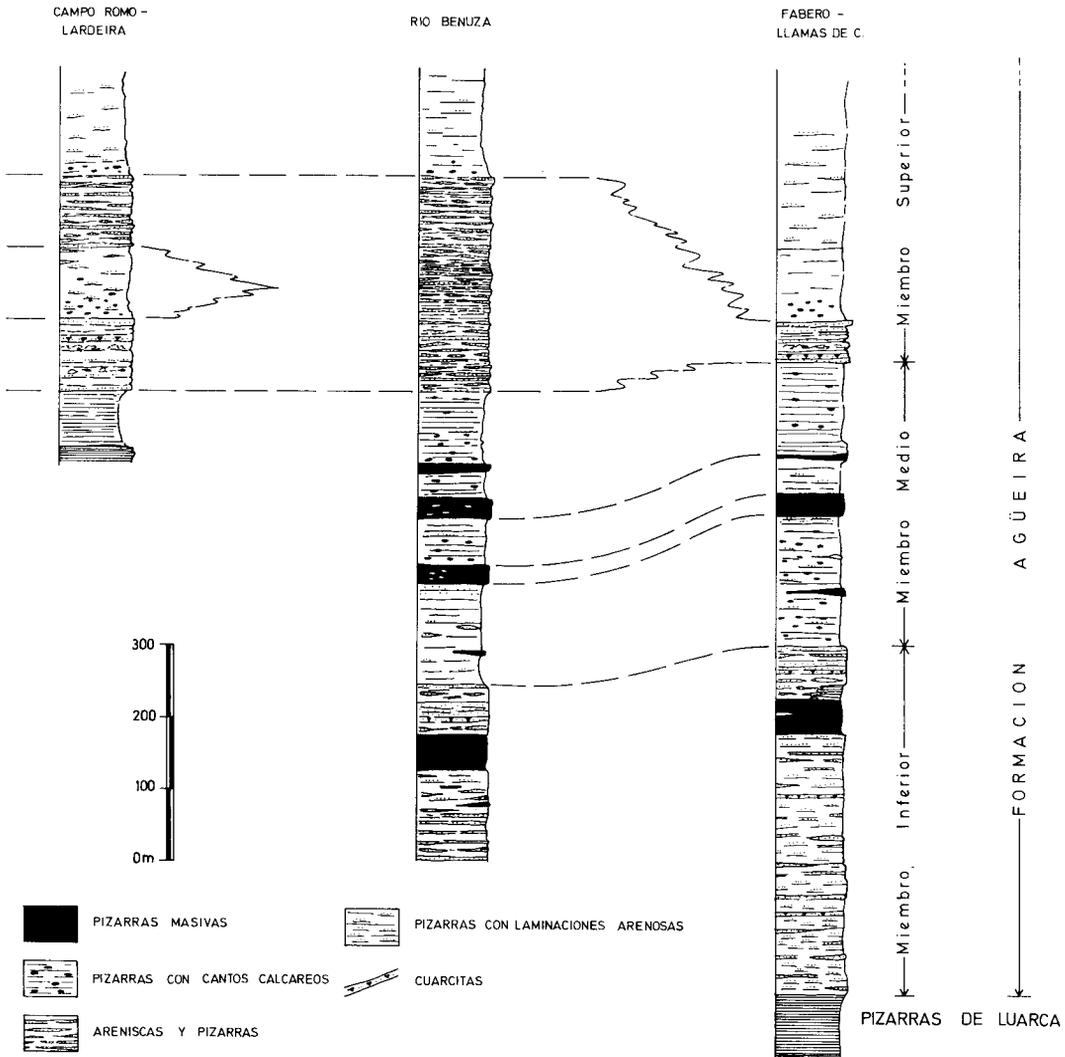


Fig. 10.-Columnas estratigráficas de la Formación Agüeira en la zona de Silván (León).

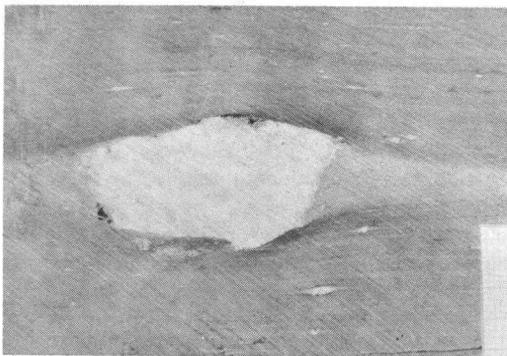


Fig. 11.—Cantos de caliza en una matriz pizarrosa. Alrededores de Silván (León).

estructuras en los muros de las capas tales como flute y groove casts. Las marcas de corriente proceden del E y son longitudinales a la actual disposición de los pliegues. Este miembro presenta una sucesión en la que el espesor de las capas disminuye hacia arriba. Por encima de este miembro y hasta la parte superior de la formación aparecen esporádicamente y sin gran continuidad lateral las pizarras con cantos. Los cantos están flotando en una matriz pizarrosa, son de pequeño tamaño (no mayores de 10 cm de diámetro) y son de caliza, arenisca o cuarcita. Estas pizarras con cantos se sitúan en general entre turbiditas de grano fino (alternancia de siltitas y lutitas) y pueden ser consideradas «pebbly mudstones» originados en relación con movimientos en masa de barro y cantos favorecidos por la existencia de fuertes pendientes. Como más adelante se verá, estas pendientes estarían originadas por fracturas relacionadas con la etapa distensiva que tiene lugar en esta época. El lugar de procedencia de los cantos, particularmente por lo que se refiere a los cantos de caliza, se situaría en una región elevada localizada al N en la que se estaría depositando la Caliza de la Aquiana (Pérez-Estaún, 1978).

En conclusión, la Formación Agüeira en el Dominio de Truchas puede considerarse como formada en la parte más externa de un abanico submarino o incluso en las planicies que rodean a los abanicos, a los que esporádicamente podrían llegar lateralmente depósitos de barros y cantos. Solamente los niveles basales de la formación podrían ser interpretados como correspondientes a la parte canalizada de un abanico submarino.

#### LA SEDIMENTACIÓN DURANTE EL ORDOVÍCICO SUPERIOR EN LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA

De acuerdo con la distribución de la Formación Agüeira en la zona Asturoccidental-leonesa (Marcos, 1973; Pérez-Estaún, 1978) puede reconocerse durante el Ordovícico superior la existencia de un gran surco, más o menos complejo en morfología, en el Dominio del Navia y Alto Sil (40-60 Km de anchura, 150-180 Km de longitud como medidas mínimas), un umbral en el Dominio del Manto de Mondoñedo-Peñalba y un pequeño surco en el Dominio de Truchas. Estos surcos y umbrales se instalaron en una plataforma continental y deben haber sido provocados por fracturas originadas durante una etapa distensiva que tiene lugar en el Ordovícico; estas fallas habrían facilitado el vulcanismo existente en la zona Asturoccidental-leonesa durante este tiempo (Cabo Peñas, Villarmeriel, Truchas, etc.). Referencias sobre este vulcanismo pueden encontrarse en Matte (1964), Julivert y Truyols (1972), Pérez-Estaún (1974, 1978) y Fernández-Secades (1975). Con posterioridad, se instalarían cañones submarinos encajados en los bloques de la región fallada y los depósitos procedentes de un área emergida (zona Cantábrica) serían transportados por corrientes de turbidez, a través de estos cañones hasta la cuenca más próxima al continente (surco del Navia y Alto Sil). El más importante de estos cañones es el que da lugar a los depósitos de abanico submarino profundo del sinclinorio de Vega de Espinareda (Fig. 1). Otro posible cañón de mucha menor entidad se sitúa en la proximidad de la Costa Cantábrica (ver Fig. 1). El surco del Dominio de Truchas recibiría muchos menos aportes turbidíticos que el situado al N y es probable que algunos de estos aportes procedan del umbral de Mondoñedo-Peñalba. Así, en este surco se depositarían turbiditas de grano muy fino (producidas por corrientes de turbidez de baja densidad) y «pebbly mudstones» con cantos carbonatados de pequeño tamaño procedentes de la plataforma carbonatada situada al N, en el umbral de Peñalba (Caliza de la Aquiana). El dibujo esquemático muy idealizado de la figura 12 (sin escala) representa la cuenca de sedimentación durante el Ordovícico superior en una parte de la zona Asturoccidental-leonesa.

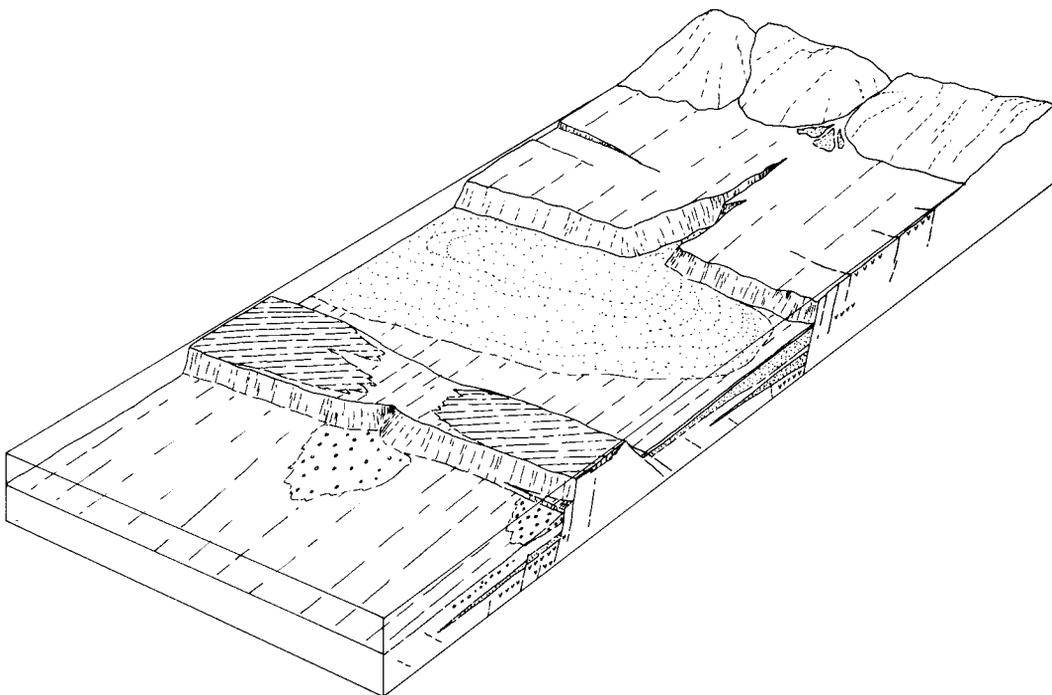


Fig. 12.—Reconstrucción idealizada de la cuenca de sedimentación durante el Ordovícico superior en la rama Sur de la Zona Asturoccidental-leonesa. Ver texto para explicación.

Un modelo de sedimentación como el aquí propuesto para la Formación Agüeira en la zona Asturoccidental-leonesa puede asemejarse al

que se encuentra presente en el borde continental del sur de California (Shepard y Emery, 1941; Gorsline y Emery, 1959).

#### BIBLIOGRAFIA

- Bouma, A. M. (1962).—*Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, 168 pp.
- Crimes, T. P., Marcos, A. y Pérez-Estaún, A. (1974).—Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. & Palaeoecol.*, 15, 169-184.
- Fernández-Secades, M. L. (1975).—Petrología y geoquímica de las manifestaciones efusivas de la región de Cabo de Peñas (N de Asturias). *Brev. Geol. Astur.*, 19 (1), 9-16.
- Gorsline, D. S. y Emery, K. O. (1959).—Turbidity-current deposits in San Pedro and Santa Mónica basins off Southern California. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70, 279-290.
- 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. France*, 6, 241-243.
- Marcos, A. (1970).—Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el Occidente de Asturias (NW de España). *Brev. Geol. Ast.*, 14 (2), 13-20.
- Marcos, A. (1973).—Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 6, 113 pp.
- Matte, Ph (1964).—Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (NW de l'Espagne). *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 2, 57-58.
- Mutti, E. y Ricci Lucchi, F. (1975).—Turbidite facies and facies associations. In: *Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines*, 21-36. IX Int. Congr. Sedim., Nice-75.
- Pérez-Estaún, A. (1974).—a) La sucesión ordovícica en el Dominio del Alto Sil (zona Asturoccidental-leonesa, NW de España). *Brev. Geol. Ast.*, 18 (4), 53-57.
- (1974).—b) Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas. *Brev. Geol. Ast.*, 18 (2), 23-25.
- (1978).—La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Asturoccidental-leonesa, *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92, 149 pp.
- , Pulgar, J. A., Bastida, F., Marcos, A., Sánchez de la Torre, L., Galán, J., Vargas, I. y Ruiz, F. (in litt.).—Mapa Geológico de España E. 1 : 50.000, Hoja n.º 126 (Vega de Espinareda). *Inst. Geol. Min. España*.
- Shepard, F. P. y Emery, K. O. (1941).—Submarine topography off the California coast. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 31, 171 pp.