dos en el seno de Strophomenida con los Plectambonitacea, cuya microestructura, según DAGIS (op. cit., p. 366), es idéntica a la de los Thecospiridae.

En todo caso, de mantenerse *Thecospira* en el orden Strophomenida, la superfamilia Thecospiracea, propuesta por DAGIS (op. cit.) sobre la base de la presencia de un braquidio calcáreo en los organismos a ella asignados, quedaría invalidada por la existencia de una estructura semejante en *Davidsonia.*

BAKER, P. G. (1970).—The growth and shell microstructure of the thecideacean brachiopod *Moorellina granulosa* (MOORE), from the Middle Jurassic of England. *Palaeontology*, (1) 13, pp. 76-99, Láms. 18-21.

BOUCHARD-CHANTEREAUX, M. (1849).—Mémoire sur un nouveau genre de brachiopodes formant le passage des formes articulés a celles qui ne le sont pas. *Ann. Sci. natur.*, (3) 12, pp. 84-93.

DAGIS, A. S. (1972).—Ul'trastruktura rakovin tekospiridid in ikh polozheniye v sisteme brakhiopod (Ultrastructure of Thecospirid shells and their position in brachiopod systematics). *Paleont. Zhur.*, 3, pp. 87-98, Láms. 3-4, 5 Fig. text.

KONINCK, L. de (1853).—Notice sur le genre *Davidsonia. Mém. Soc. roy. Sci. Liége*, 8, pp. 129-139, Láms. 1, 2.

MURCHISON, R. I.; VERNEUIL, E. de & KEYSERLING, A. de (1845).—Geologie de la Russie d'Europe et des montagnes de l'Oural. Paleontologie (3) 2. *Londres, John Murray. Paris, Bertrand.*

RUDWICK, M. J. S. (1968).—The feeding mechanisms and affinities of the Triassic brachiopods *Thecospira* ZUGMAYER and *Bactrynium* EMMRICH. *Palaeontology*, (3) 11, pp. 329-360, Láms. 65-68.

——— (1970).—Living and fossil brachiopods. *London, Hutchinson Univ. Libr.*, 199 pp., 99 Fig. text.

WILLIAMS, A. (1953).—The classification of the strophomenoid brachiopods. *Wash. Acad. Sci. Journ.*, (1) 43, 13 pp.

——— (1965).—Superfamily Davidsoniacea. En: «*Treatise on Invertebrate Paleontology*», *Brachiopoda*, part H (1), pp. 403-412, Fig. text. 261-271.

——— (1968).—Evolution of the shell structure of Articulate Brachiopods. *Sp. Pap. Palaeontology*, 2, pp. 55, 24 Láms., 27 Fig. text.

Andrés Pérez-Estaún (*).—DATOS SOBRE LA SUCESION ESTRATIGRAFICA DEL PRECAMBRICO Y LA ESTRUCTURA DEL EXTREMO SUR DEL ANTIFORME DEL NARCEA (NW DE ESPAÑA).

En el NW de la Península Ibérica aparecen varios afloramientos precámbricos dispuestos en franjas siguiendo las direcciones hercínicas. Algunos de ellos se encuentran en los núcleos de antiformes más o menos complejos: antiforme del Ollo de Sapo, núcleo del pliegue acostado de Mondoñedo y antiforme del Narcea (fig. 1). Los materiales precámbricos que afloran en el antiforme del Narcea son principalmente pizarroso-arenosos y han sido denominados por LOTZE (1956) Pizarras del Narcea. El área a la que se refiere esta nota (fig. 2) se limita a la parte S del antiforme del Narcea, entre las localidades de La Magdalena y Murias de Paredes (León).

Se conocen algunos trabajos sobre esta área, pero casi todos hacen referencia al carácter del contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico y únicamente señalan el aspecto general de los materiales precámbricos (DE SITTER 1961; JULIVERT & MARTÍNEZ GARCÍA 1967; MATTE 1968; BOSCH 1969). Desde LOTZE (1956) y DE

(*) Departamento de Geotectónica. Universidad de Oviedo.

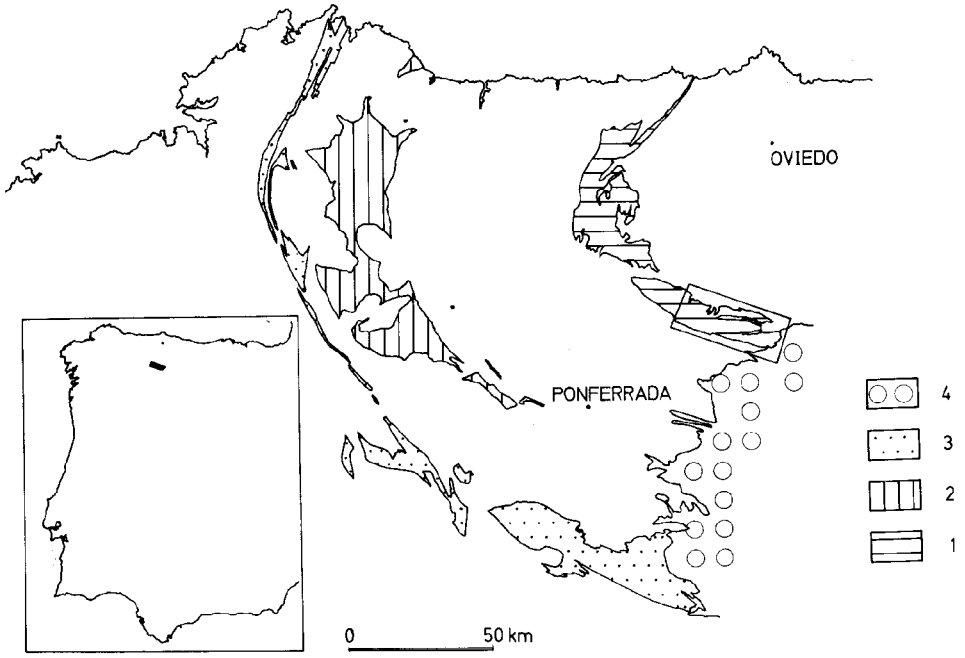

Fig. 1.—Esquema de situación de la región estudiada y afloramientos de materiales precámbricos en las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa. 1) Antiforme del Narcea; 2) núcleo del pliegue acostado de Mondoñedo; 3) antiforme del Ollo de Sapo; 4) materiales postpaleozoicos.

SITTER (1961) se conoce el carácter discordante de dicho contacto en el flanco E y NE del antiforme del Narcea y posteriormente MATTE (1968) pudo comprobar este mismo hecho en el flanco W y SW.

Estructura.—Un avance de la estructura ya se dio a conocer en una nota anterior (PÉREZ-ESTAÚN 1971). De acuerdo con lo que se ha indicado arriba, los materiales precámbricos presentan una deformación anterior al depósito del Cámbrico, puesta en evidencia por el carácter discordante del mismo; esta deformación no va acompañada por metamorfismo ni esquistosidad. Posteriormente, los materiales precámbricos han sufrido las deformaciones hercínicas. Partiendo del modelo establecido por MARCOS (1973) para la zona Asturoccidental-leonesa, de la que el antiforme del Narcea forma el límite E y NE, pueden distinguirse tres etapas de deformación. En los materiales precámbricos, la primera fase hercínica da lugar a pliegues pasivos asimétricos de dirección E-W y vergentes al N, con una esquistosidad de flujo bien desarrollada en el flanco S y de fractura en el flanco N; la esquistosidad es más patente que los pliegues. Después, tiene lugar una fase tangencial importante dando lugar a una serie de escamas cabalgantes; en la zona del río Omaña se han observado pequeños pliegues con esquistosidad de crenulación que por su facies parecen corresponder a los pliegues que acompañan a esta segunda fase en las zonas más internas (MARCOS 1973). La última fase importante es la responsable de la estructura antiformal actual y da lugar a pliegues de superficie axial vertical, prácticamente homoaxiales con los de la primera fase, acompañados de esquistosidad de crenulación y kink-bands.

La deformación hercínica va acompañada de un metamorfismo que afecta a los materiales precámbricos y cuyo grado aumenta de N a S. Medidas de la cristalinidad

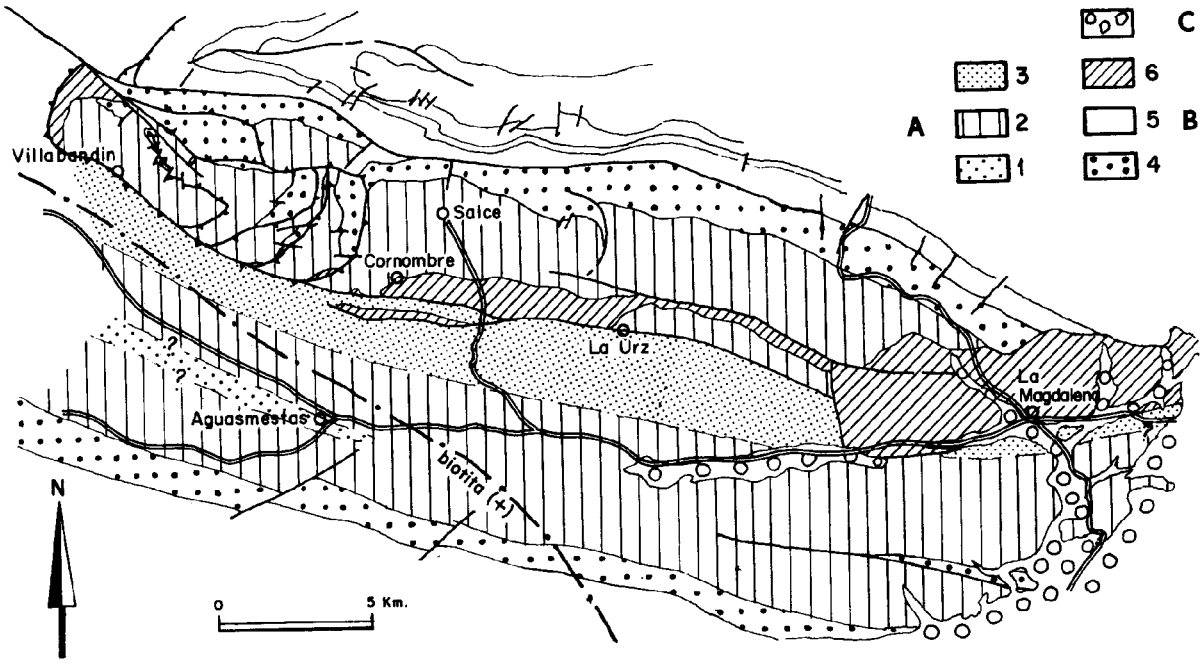

Fig. 2.—Esquema geológico del área estudiada. A) Materiales precámbricos: 1, serie con porfiroides; 2, serie esquisto-arenosa; 3, serie de pizarras. B) Materiales paleozoicos: 4, Formación Herrería (Cámbrico inferior); 5, otros materiales paleozoicos anteriores al Carbonífero; 6, Estefaniense. C) cobertera postpaleozoica. La línea marcada con un punto y raya representa la isograda de la biotita.

de la illita realizadas según el método de KUBLER (1966), efectuadas en 30 muestras tomadas al N de la falla de Cornombre-La Urz, muestran valores (fig. 3) que se sitúan dentro de la zona metamórfica, aunque muy cerca de la anquimetamórfica, según los límites establecidos por KUBLER (1968) y DUNOYER DE SEGONZAC (1969). Hacia las zonas más internas el metamorfismo alcanza la zona de la biotita (fig. 2).

En general, en la transversal que se está considerando, la parte S del antiforme presenta una mayor deformación y metamorfismo que la parte N. Este es uno de los hechos por los que la discordancia en la base del Cámbrico inferior en el flanco S no fue detectada durante mucho tiempo. Como es ya conocido, cuando los pliegues que afectan a dos superficies oblicuas son muy apretados y la deformación muy intensa, la discordancia entre estas dos superficies es difícilmente observable llegando incluso a ser imposible de detectar (RAMSAY 1967). Este hecho es bien patente en este sector del antiforme del Narcea y explica la diferencia del contacto N y S del precámbrico de este antiforme.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto, la estructura del antiforme es el resultado de la superposición a unas estructuras preexistentes, de varias fases hercinianas de deformación, algunas de ellas tangenciales. En consecuencia, la estructura propia del Precámbrico resulta muy difícil de deducir y con frecuencia los datos que se obtienen de observaciones parciales resultan difíciles de relacionar. Así, es muy marcada la diferenciación en esta área precámbrica de dos zonas en las que la complejidad estructural es diferente.

Al N de la falla de Cornombre-La Urz (fig. 2) las estructuras hercínicas son muy marcadas presentando numerosos pliegues y escamas (Ventana de Villabandín). La esquistosidad de primera fase tiene una disposición variada, apareciendo en muchas

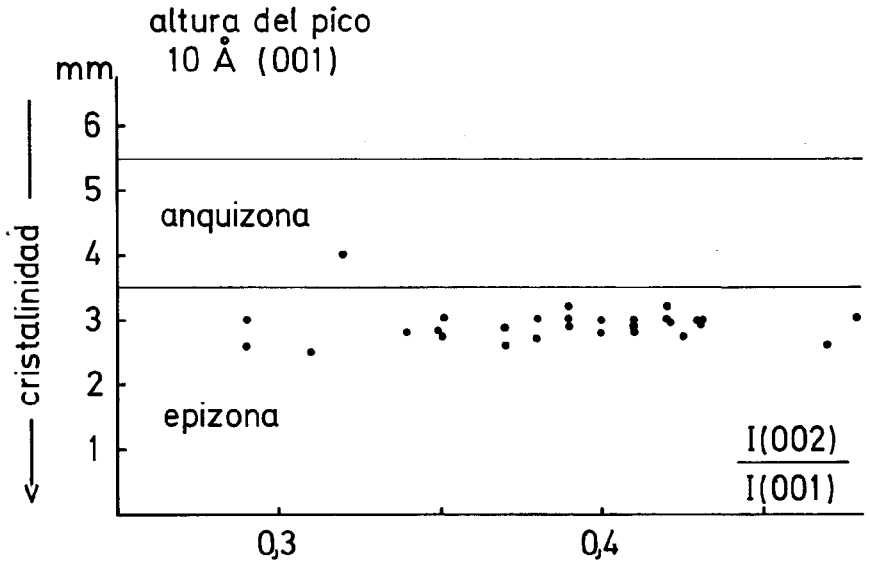

Fig. 3.—Proyección de las illitas pertenencientes a 30 muestras recogidas en los materiales precámbricos al N de la falla de Cornombre-La Urz. Caracterización de las illitas según el método de Esquevin (1969). En ordenadas, anchura del pico 10 Å medida en mm en la mitad de su altura. En abcisas, relación de las intensidades de los picos 5 Å y 10 Å.

partes horizontal e incluso basculada hacia el N. El trazado de las capas es en gran parte oblicuo a las direcciones hercínicas (quizá debido a la baja deformación) y la inclinación de las mismas muy variada. Como resultado, existe una distribución irregular de las lineaciones de intersección entre la estratificación en los materiales precámbricos y la primera esquistosidad hercínica. Por otra parte, dentro de este área se han observado en los materiales precámbricos numerosos pliegues hercínicos «facing-down» (en el sentido dado por Shackleton 1958) contrastando con estructuras «facing-up» en el Paleozoico (fig. 4). Esto evidencia la existencia de una fuerte basculación o plegamiento durante la deformación precámbrica, ya que las capas deberían presentar una disposición prácticamente invertida anterior al depósito del Paleozoico. No obstante, debe recordarse que no existe esquistosidad ni metamofirmo propios del Precámbrico, como ya se ha indicado.

Esta deformación precámbrica aparentemente fuerte, contrasta con los resultados obtenidos para la parte situada al S de la falla de Cornombre-La Urz. La estra-

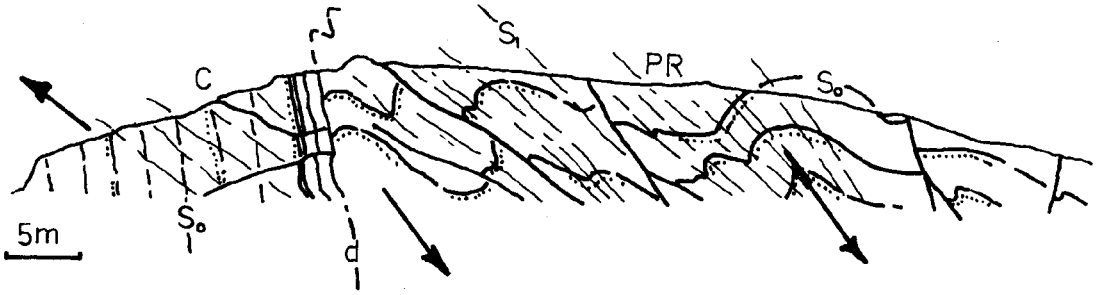

Fig. 4.—Corte del contacto Cámbrico-Precámbrico en la carretera de La Magdalena a Barrios de Luna entre los km 3 y 4, junto al ramal de Portilla de Luna; PR, Precámbrico; C, Cámbrico; So, estratificación; S_1, esquistosidad herciniana de primera fase. Las flechas indican el carácter «facing up» de las estructuras en el Cámbrico y «facing down» de las estructuras en el Precámbrico. Reconstrucción basada en el corte de Julivert & Martínez García (1967, fig. 2).

Fig. 5.—Muestra de la serie de porfiroides tomada en el km 0,5 de la carretera de Aguasmestas a Fasgar.

tificación de los materiales precámbricos en esta zona aparece próxima a la vertical y con direcciones próximas a las de los materiales paleozoicos, efecto en parte de la mayor intensidad de la deformación hercínica. La esquistosidad de flujo tiene una disposición constantemente vertical en toda el área e intersecta las capas precámbricas dando una disposición «facing-up». Según se deduce del estudio de las lineaciones de intersección y criterios de polaridad, la estructura general es un antiformal de primera fase (retocado por las deformaciones posteriores) cuya traza axial sigue aproximadamente el río Omaña. La lineación de intersección estratificación-esquistosidad presenta un bajo ángulo con el eje del pliegue, lo que permite deducir que las direcciones estructurales precámbricas anteriores al Paleozoico presentaban una disposición semejante. Este hecho es evidenciado también por la cartografía, no olvidando el papel que representa la gran deformación de esta zona.

La sucesión estratigráfica.—Se han podido diferenciar varias unidades litológicas, estableciéndose por primera vez una sucesión estratigráfica; la sucesión de abajo a arriba es la siguiente: 1) Serie con porfiroides, micaesquistos y areniscas; 2) serie de grauvacas y esquistos; 3) serie de pizarras.

1) Serie con porfiroides.—Aparece en una franja estrecha en el núcleo del antiformal del río Omaña en las proximidades de Aguasmestas. Junto con algunos niveles de porfiroides se encuentran micaesquistos y niveles de areniscas. Los porfiroides (fig. 5) se encuentran constituidos principalmente por plagioclasas (que son los únicos feldespatos visibles), cuarzo, clorita y biotita; como mineral accesorio se encuentra el circón en gran cantidad. Estos minerales forman una masa de grano fino en la que se diferencian grandes lentejones formados por una agrupación de cuarzo y

Fig. 6.—Aspecto general de la serie esquisto-grauvaquica. Salce.

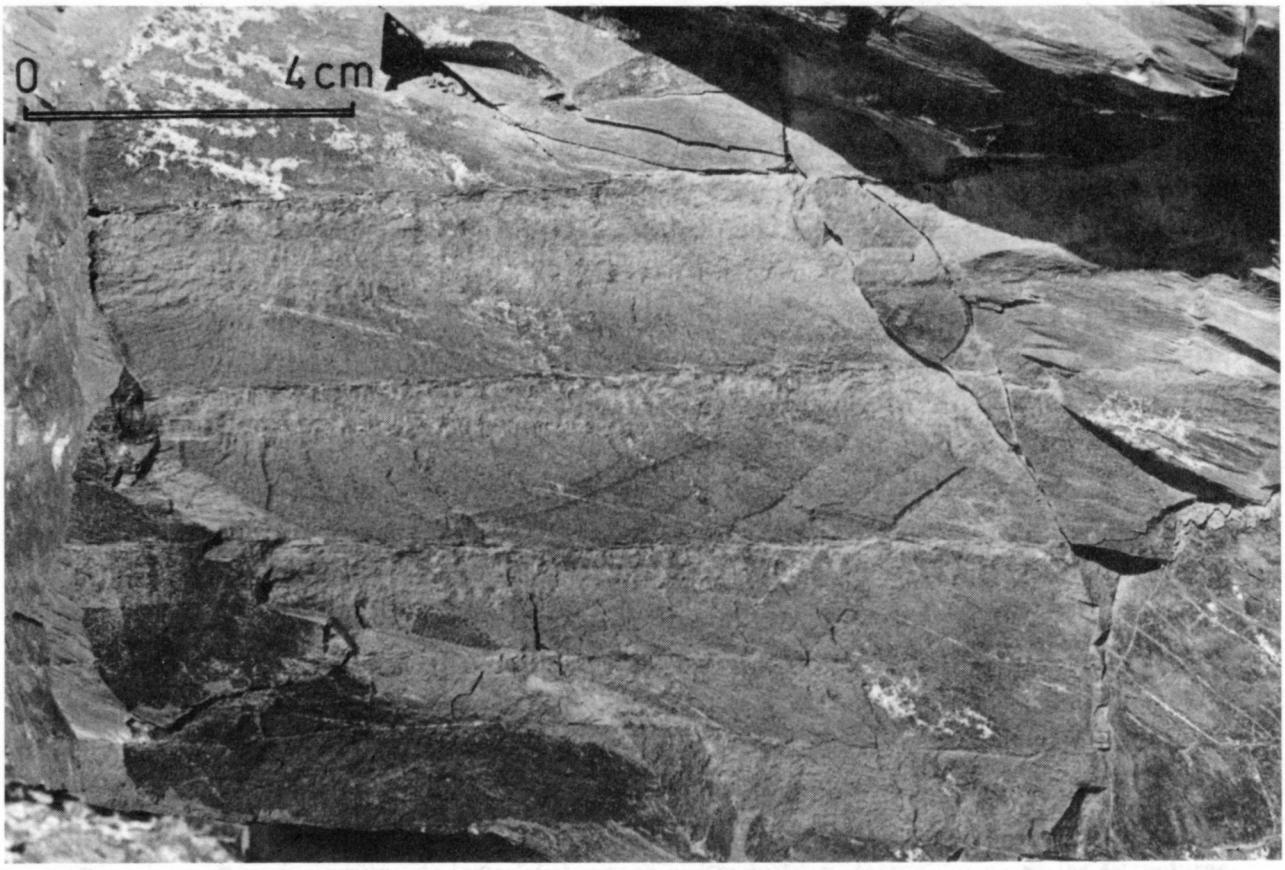

Fig. 7.—Granoclasificación. Km 4 de la carretera de La Magdalena a Barrios de Luna. Obsérvese su posición invertida.

Fig. 8.—Laminación cruzada. Carretera de La Magdalena a Barrios de Luna entre los kilómetros 4 y 5. Obsérvese su posición invertida. (Foto Julivert).

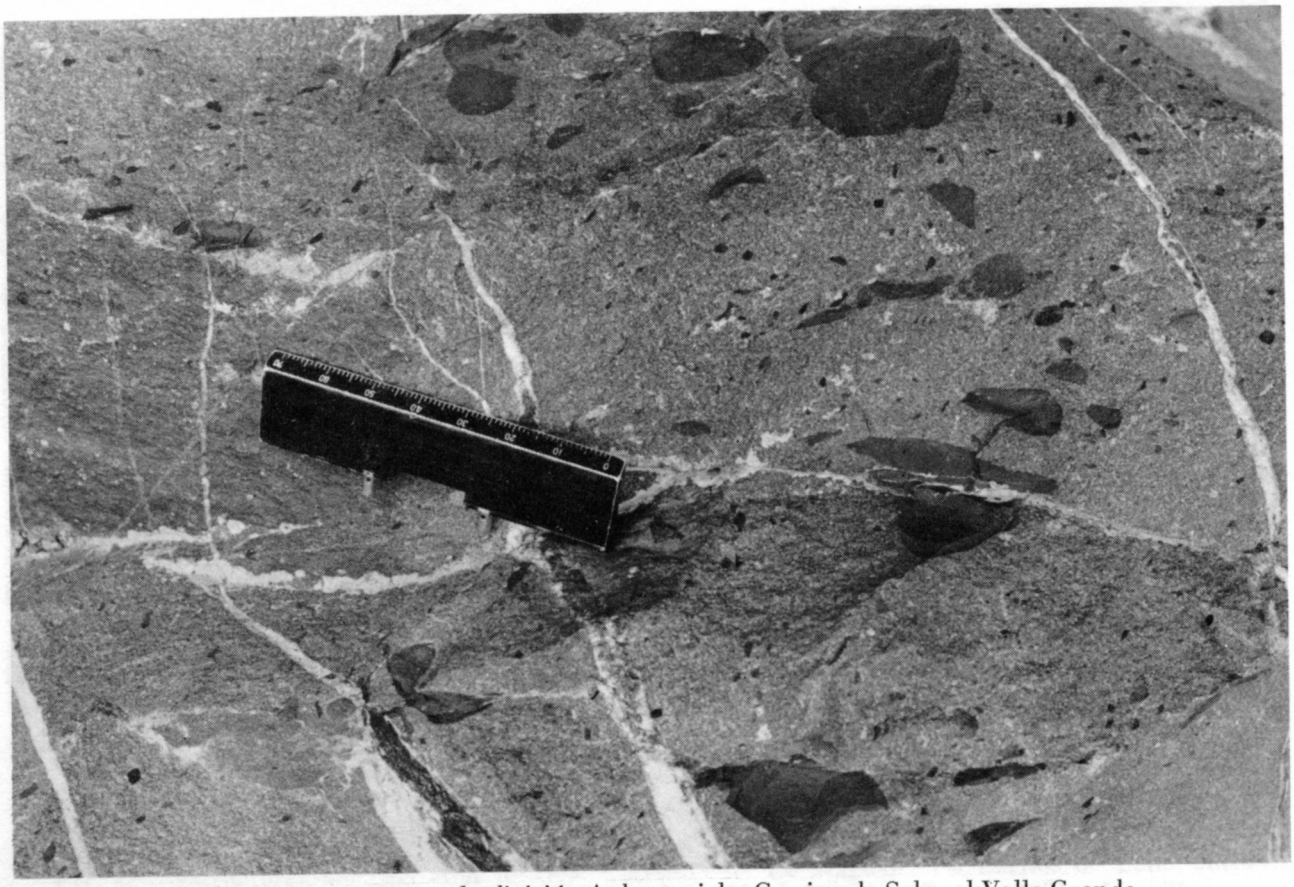

Fig. 9.—Mud clasts en la división A de un ciclo. Camino de Salce al Valle Grande.

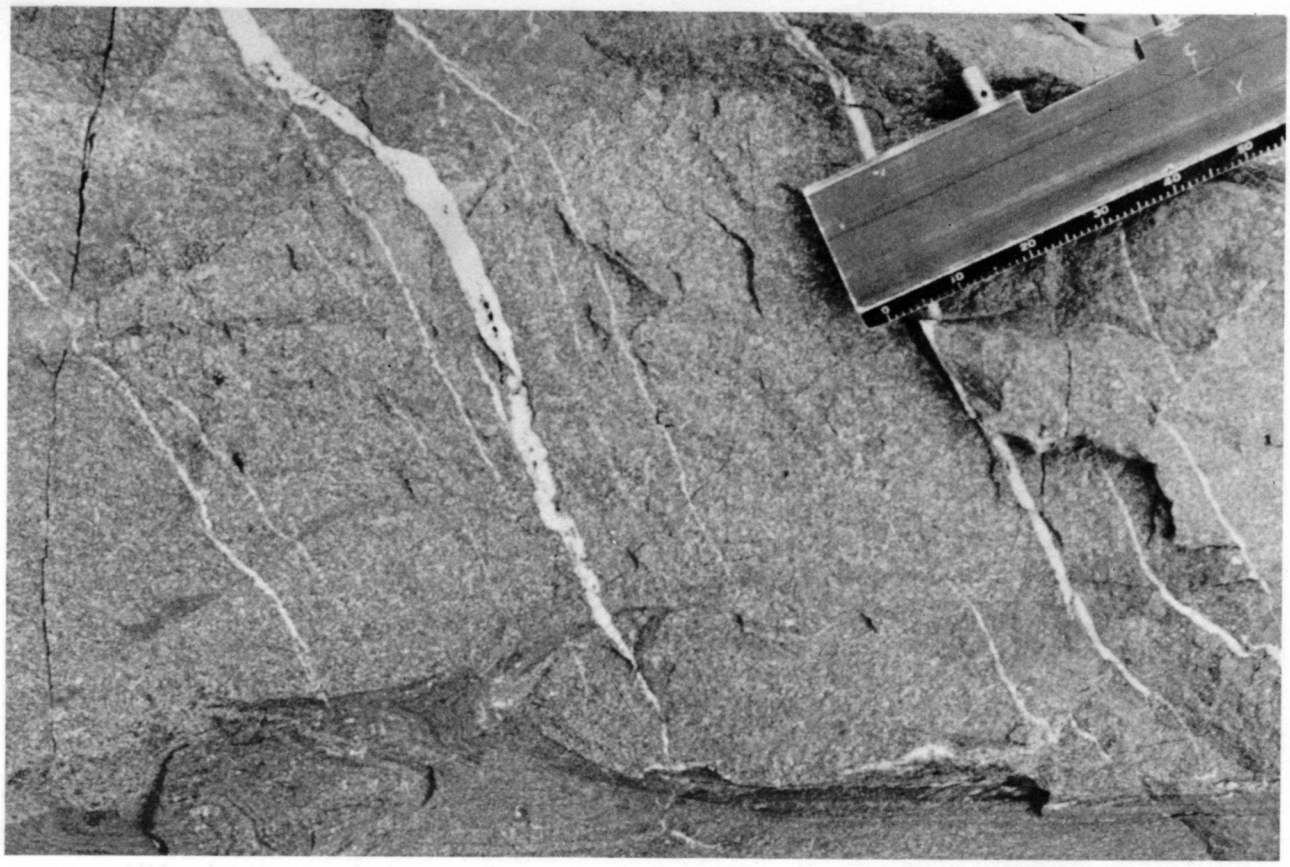

Fig. 10.—Flame structures en la base de una división A. Camino de Salce a Valle Grande.

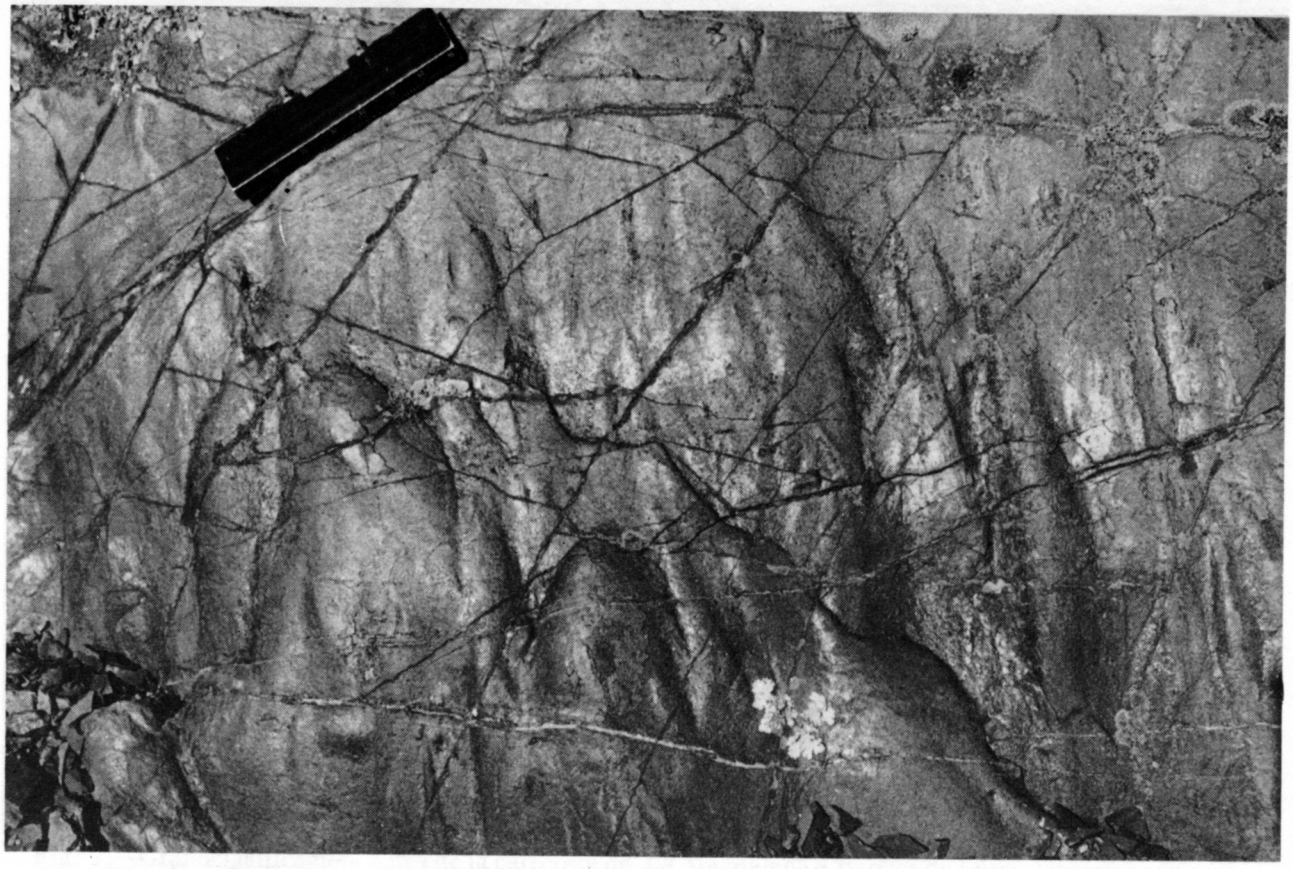

Fig. 11.—Flute cast. Carretera de La Magdalena a Barrios de Luna entre los kilómetros 4 y 5.

Fig. 12.—«Twisted» flute cast. Carretera de La Magdalena a Barrios de Luna, entre los kilómetros 4 y 5.

Fig. 13.—Estructuras del tipo «flor de lys». Carretera de La Magdalena a Barrios de Luna, entre los kilómetros 4 y 5.

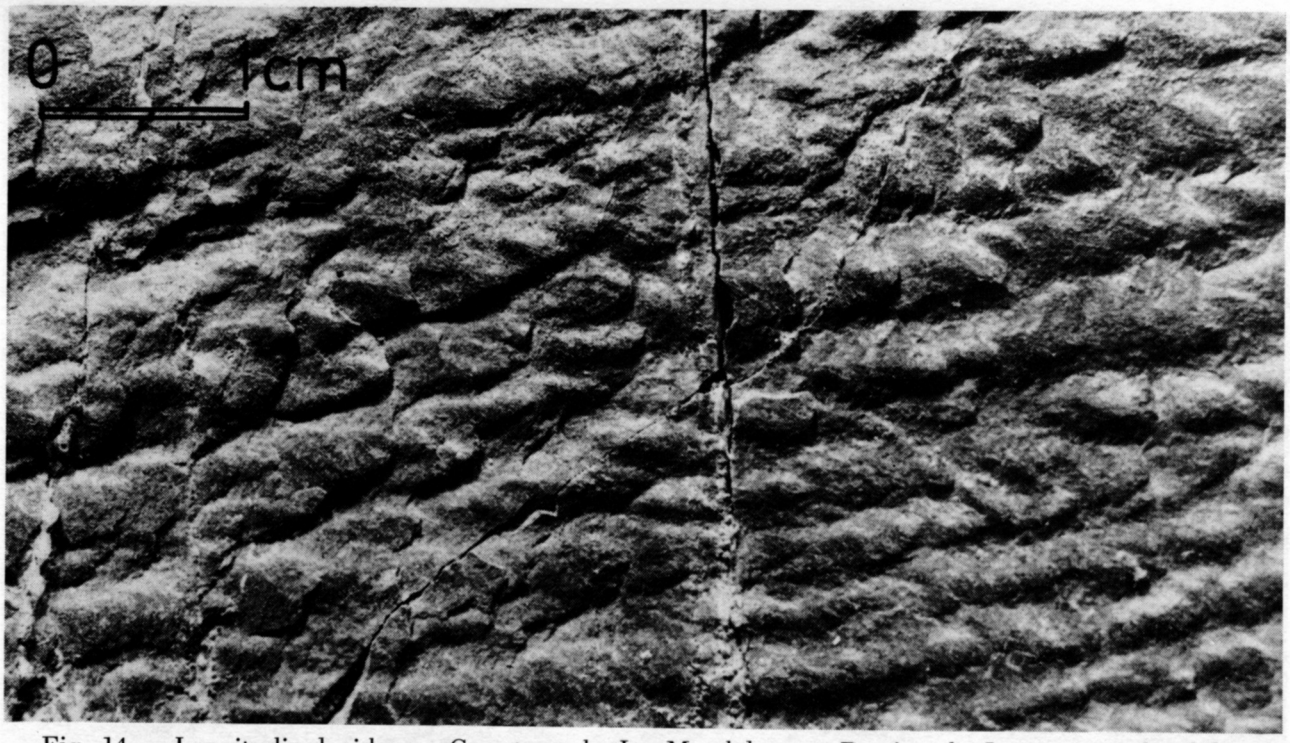

Fig. 14.—«Longitudinal ridges». Carretera de La Magdalena a Barrios de Luna, entre los kilómetros 4 y 5.

plagioclasas. Este tipo de rocas podrían derivar de rocas vulcano-sedimentarias, posiblemente tobas de rocas ácidas interestratificadas en una serie cuarzo-pelítica.

2) Serie esquisto-grauvaquica.—Se ha estudiado preferentemente en los afloramientos de la carrera de La Magdalena a Astorga entre los Km 118 y 123, carretera de La Magdalena a Barrios de Luna (Km 4 y 5), camino de Salce al Valle Grande, camino de Vegarienza a Sosas y carretera de Fasgar. Esta serie se caracteriza por una alternancia rítmica de grauvacas y pelitas (fig. 6).

Las grauvacas presentan numerosos fragmentos de rocas (calizas y rocas ígneas) y algunos feldespatos, en una matriz cuarzo-sericítica. Cada uno de los ritmos presenta estructuras sedimentarias internas, tales como granoclasificación (fig. 7), laminación paralela y laminación cruzada (fig. 8); otras estructuras, principalmente convolute lamination, mud clasts (fig. 9), flame structures (fig. 10) y slumps, son también frecuentes. En los muros de estas capas aparecen diversas marcas producidas por la corriente, principalmente del tipo flute cast (figs. 11, 12, 13 y 14). Se trata de una secuencia turbidítica generalmente distal, con algunos episodios proximales; estos últimos, nunca superiores a los 50 m, se localizan al N de la falla de Cornombre-La Urz. En general los ritmos tienen poco espesor. En 700 capas medidas en la carretera de La Magdalena a Astorga los espesores más frecuentes están por debajo de los 5 cm (fig. 15) y el mismo resultado se ha obtenido en otros cortes. El espesor calculado para esta serie es de unos 1.500 a 1.700 m.

Las partes distales presentan ciclos comenzando frecuentemente en las divisiones B o C. Pueden observarse slumps a escala centimétrica. Entre las marcas de corriente más frecuentes aparecen rill-marks, furrows and ridges, estructuras en flor de lys, flutes bulbosos e irregulares y escasos grooves.

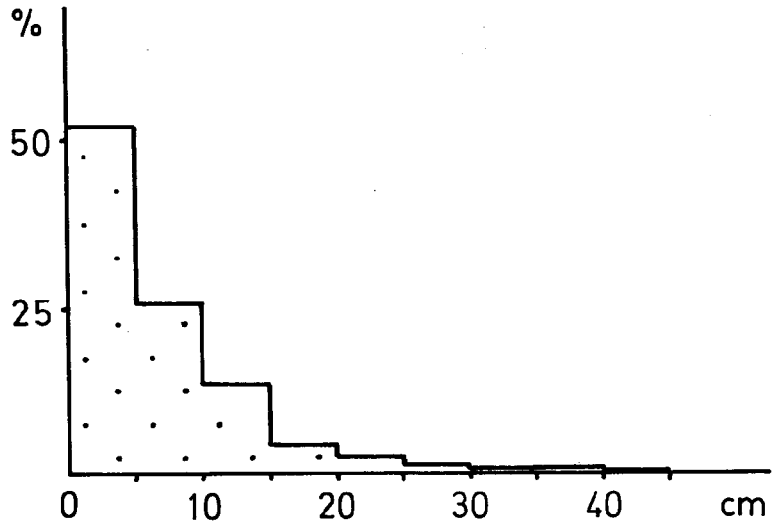

Fig. 15.—Histograma mostrando el espesor más frecuente que presentan los ciclos. En abcisas, espesor de los ciclos en centímetros; en ordenadas, frecuencias. Los datos han sido obtenidos de 700 capas medidas en la carretera de La Magdalena a Astorga.

En las partes proximales los ritmos comienzan por la división A; el espesor de los mismos no suele sobrepasar 1 m. El intervalo gradado A presenta a veces conglomerados en la base, con cantos que llegan a sobrepasar los 10 cm de diámetro. También existen fragmentos pelíticos (mud clasts) incluidos en las grauvacas. Entre las marcas de corriente más frecuentes están los flute bulbosos y los ripples deformados por peso.

3) Serie de pizarras.—Muy monótonas y uniformes. Presentan escasas laminaciones e intercalaciones de areniscas. El espesor mínimo es difícil de calcular debido a la gran deformación que han sufrido.

Posible papel del hielo.—Dentro de las turbiditas precámbricas anteriormente descritas, es relativamente frecuente la presencia de cantos aislados, a veces de gran tamaño. Muchos de estos cantos son de naturaleza pelítica, aunque se ha encontrado un canto de caliza de unos 30 cm de diámetro incluido en pelitas en una zona en que la secuencia es muy distal (fig. 16). Al N de Salce, en el camino del Valle Grande y en la división pelítica de un ritmo existen numerosos cantos de gran tamaño formando un conglomerado con abundante matriz pelítica. Estos cantos no presentan formas angulosas ni estrías.

La presencia de cantos de tamaño relativamente grande en una turbidita distal (o en general en las divisiones E de los ritmos) resulta difícil de interpretar; una posibilidad es que los cantos hubiesen sido transportados mar adentro por el hielo (icebergs) y desprendidos sobre el lugar donde se estaban depositando las turbiditas. Esta posibilidad ha sido admitida por diversos autores para depósitos con características semejantes (ver por ejemplo Carey & Ahmad 1960).

Es un hecho frecuente la presencia de tillitas en las series atribuidas al Precámbrico superior en Europa. La probable influencia del hielo en la sedimentación del Precámbrico del área del antiforme del Narcea permite establecer una equivalencia con los materiales precámbricos del resto de Europa. Debe señalarse, no obstante, que en el área estudiada nunca se han podido localizar niveles de tillitas.

Fig. 16.—Canto de caliza incluido en pelitas en el camino de Salce al Valle Grande. So, estratificación.

BOSH, W. J. VAN DEN (1969).—Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 44, pp. 137-225, 116 figs., 1 map. E. 1 : 50.000. Leiden.

CAREY, S. W. & AHMAD, N. (1960).—Glacial marine sedimentation. In: G. O. RAASCH (Editor). *Geology of the Artic*, 2. Univ. of Toronto Press, Toronto, Ont., pp. 865-894.

DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969).—Les mineraux argileux dans la diagenèse passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte Geol. Als. Lorr.*, n.º 29, 320 p., Strasbourg.

ESQUEVIN, J. (1969).—Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*, n.º 3, pp. 147-154.

JULIVERT, M. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1967).—Sobre el contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico en la parte meridional de la Cordillera Cantábrica y el papel del Precámbrico en la orogénesis herciniana. *Acta Geol. Hispánica*, Año II, n.º 5, pp. 107-110, 3 figs., Barcelona.

KUBLER, B. (1966).—La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: Colloque sur les Etages Tectoniques. A la Baconnière, Neuchâtel, pp. 105-122.

——————— (1968).—Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*, n.º 2, pp. 385-397.

LOTZE, F. (1956).—Das Präkambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Paläont.* Min., vol. 8, pp. 377-380,

MARCOS, A. (1973).—Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, Fac. Ciencias, Univ. Oviedo, n.º 6, pp. 1-113.

MATTE, Ph. (1968).—La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127, 128 fig., 3 lám., Grenoble.

PÉREZ-ESTAUN, A. (1971).—La ventana tectónica de Villabandín (Antiforme del Narcea, León). *Brev. Geol. Ast.*, Año XV, n.º 1, pp. 7-13, 4 figs., Oviedo.

RAMSAY, J. G. (1967).—Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, New York.

SHACKLETON, R. M. (1958).—Downward-facing structures of the Highland Border. *Quart. J. geol. Soc. Lond.*, vol. 113, pp. 361-392, Londres.

SITTER, L. U. De (1961).—Le pré-Cambrien dans la Chaine Cantabrique. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 9, pp. 253, París.

Las determinaciones de cristalinidad de la illita fueron realizadas por el autor en la Universidad de Strasbourg bajo la dirección del Prof. DUNOYER DE SEGONZAC, a quien agradezco la orientación y facilidades dadas.