

B R E V I O R A

GEOLOGICA ASTURICA

AÑO XX (1976)

OVIEDO

Núm. 4

INSTITUTO DE GEOLOGIA APLICADA DE LA FACULTAD DE CIENCIAS, UNIVERSIDAD.
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS

Fernando Bastida (*), Alberto Marcos (*), M.^a Luisa Arboleya (*) & Isabel Méndez ().**—LA UNIDAD DE PEÑA CORADA Y SU RELACION CON EL MANTO DEL ESLA (ZONA CANTABRICA, NW DE ESPAÑA).

La unidad de Peña Corada constituye el afloramiento más meridional de los terrenos paleozoicos de la Zona Cantábrica en la región del valle del Esla. Al Norte de esta unidad, se sitúa una región constituida por uno de los mantos de despegue más característicos de la Zona Cantábrica, que ha sido denominado manto del Esla (DE SITTER 1959, RUPKE 1965). Una estrecha franja de materiales estefanienses (cuena de Sabero), que se encuentran jalonando una zona de fractura no bien definida (Sabero-Gordón line de RUPKE, op. cit.), separa la unidad de Peña Corada del cuerpo principal del manto del Esla (Figs. 1 y 2).

La relación existente entre la unidad de Peña Corada y el manto del Esla es difícil de deducir de la simple observación de la cartografía. El problema del establecimiento de esta relación fue abordado con anterioridad por diversos autores y su solución constituye el objeto de esta nota.

Características de la Unidad de Peña Corada.—Esta unidad se encuentra constituida por materiales devónicos y carboníferos, estando representadas las formaciones comprendidas desde la Formación La Vid a la Caliza de Montaña (ver COMTE 1959, RUPKE 1965). Su estructura es relativamente simple (Fig. 1) y se caracteriza por la existencia de pliegues longitudinales de traza axial E-W, isoclinales y de vergencia S ó SW, deformados en el extremo oriental de la Unidad por pliegues transversales de traza axial NE-SW y ejes muy inclinados. Por el Sur, la Unidad de Peña Corada se encuentra limitada por los terrenos mesozoicos y terciarios del borde de la Meseta.

Características del Manto del Esla.—Tanto en el manto del Esla como en su autóctono, la sucesión estratigráfica comprende materiales cuya edad queda comprendida entre el Cámbrico y el Carbonífero

(*) Dpto. de Geotectónica, Facultad de Ciencias, Universidad de Oviedo.

(**) Dpto. de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Oviedo.

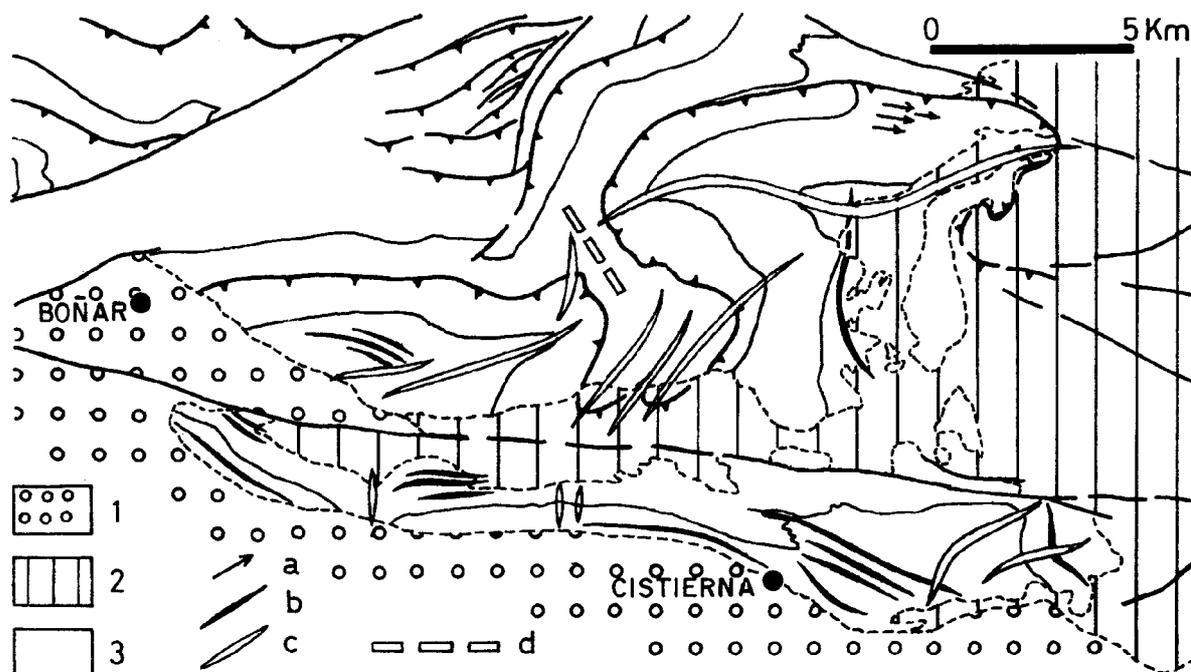


Fig. 1.—Esquema estructural de la región del manto del Esla. 1) Cobertera Mesozoico-Terciaria; 2) Westfaliense D superior y Estefaniense; 3) materiales paleozoicos indiferenciados: a) Pliegues en relación con el emplazamiento del manto; b) pliegues longitudinales; c) idem. transversales; d) pliegues NE-SW. Cartografía según RUPKE (1965).

superior. El manto del Esla es un manto de despegue de tipo apalachense, cuyas características son comparables a las del resto de las unidades alóctonas de la Zona Cantábrica (JULIVERT 1971). En la mayor parte del cuerpo del manto la superficie de cabalgamiento se sitúa paralela a la estratificación de los materiales del alóctono, disponiéndose cerca de la base de la Formación Láncara, y es ligeramente oblicua a los del autóctono, donde intersecta diversas formaciones desde el Devónico al Carbonífero superior. Toda la unidad se encuentra afectada por pliegues; dejando aparte los que pueden interpretarse como formados simultáneamente con el emplazamiento del manto (principalmente situados en su extremo NE) (Fig. 1, a), se diferencian dos sistemas principales de pliegues que corresponden a los longitudinales y transversales de la Unidad de Peña Corada. Los primeros (Fig. 1, b) son pliegues asimétricos con fuerte vergencia al S. cuyas trazas axiales se encuentran modificadas por la superposición de los pliegues transversales. El segundo sistema (Fig. 1, c) está constituido por pliegues más laxos, de trazas axiales WSW-ESE, ligeramente vergentes al S. Por último existen también pliegues menos marcados de traza axial NW-SE (Fig. 1, d), como el que da lugar en gran parte al afloramiento en semiventana del autóctono de Valdoré.

El trazado cartográfico actual del manto del Esla es el resultado del retoque por la erosión de un manto de despegue inicialmente horizontal deformado por los sistemas de pliegues antes citados.

La falla de Sabero-Gordón.—Esta falla puede seguirse a lo largo de toda la vertiente S de la Cordillera Cantábrica, con un trazado E-W desde la región objeto de esta nota al sinclinal de Abelgas, en las inmediaciones de los Barrios de Luna (ver VAN DEN BOSCH 1969, pp. 196-197). Su prolongación

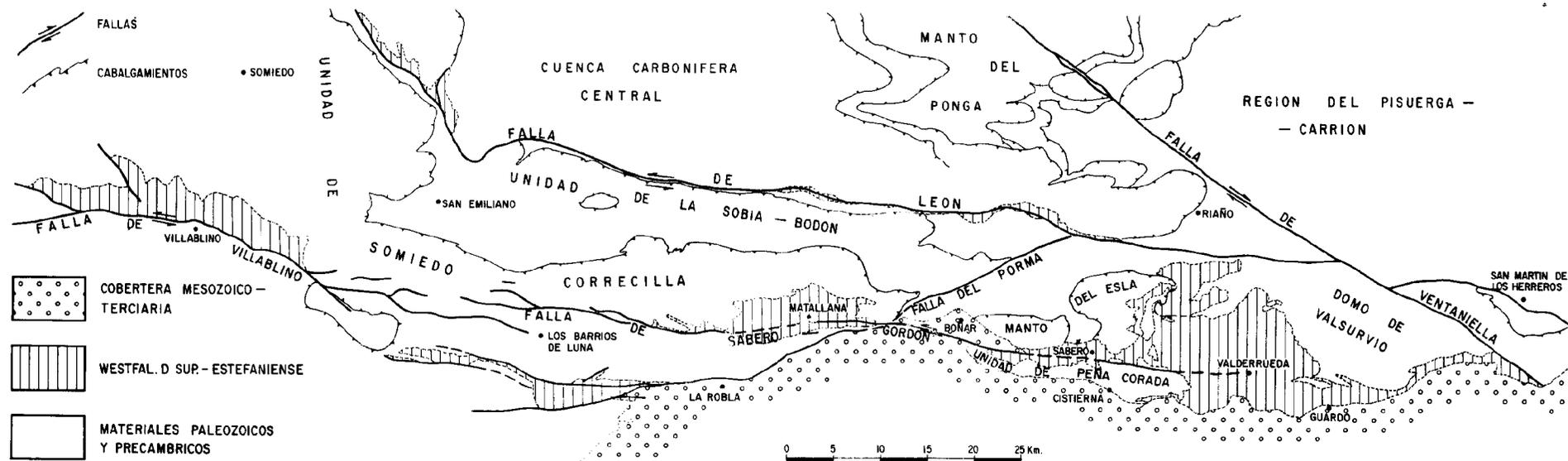


Fig. 2.-Trazado de la falla de Sabero-Gordón en el contexto de la vertiente meridional de la Zona Cantábrica.

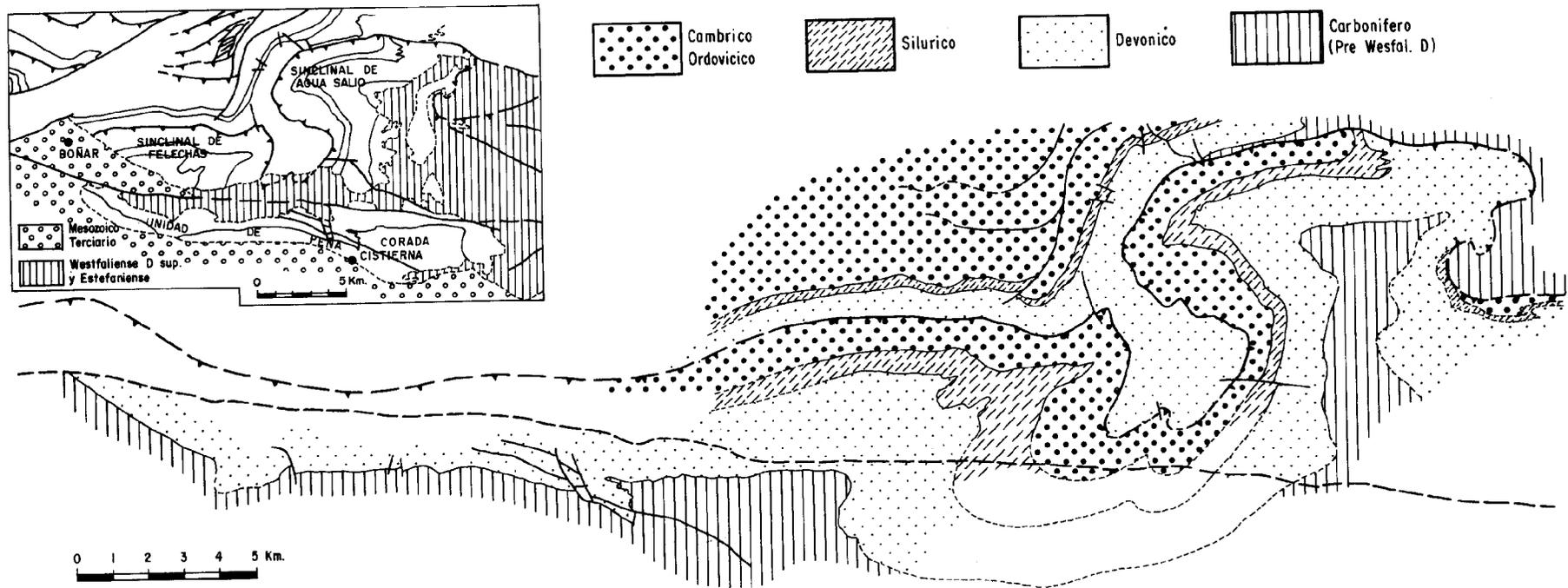


Fig. 3.—Relación de la Unidad de Peña Corada con el cuerpo principal del manto del Esla. Abajo, reconstrucción de las estructuras con anterioridad al movimiento principal de la falla de Sabero-Gordón.

más hacia el W podría incluso encontrarse en la falla que limita por el S la cuenca Estefaniense de Villablino. Una amplia zona de falla, con desarrollo de «splay faults» conecta la falla de Villablino con la falla de Sabero-Gordón (Fig. 2). Esta línea general de fractura se encuentra jalonada en diversos lugares de su trazado por terrenos Estefanienses (cuencas de Sabero, Ciñera-Matallana y Villablino).

De acuerdo con las conclusiones de este trabajo, la falla de Sabero-Gordón puede ser considerada como un décrochement levógiro, que posteriormente sufrió movimientos verticales. Esta falla corta claramente a las estructuras hercinianas en la región del manto del Esla, con lo cual sus primeros movimientos deben ser posteriores a éstas. De acuerdo con los datos existentes sobre la edad de las deformaciones en la Zona Cantábrica (JULIVERT 1971) el movimiento principal de la falla debió tener lugar antes del depósito del Westfaliense D superior. La falla fue removilizada posteriormente después del depósito de los materiales estefanienses y sus movimientos más recientes pueden seguirse incluso hasta tiempos mesozoicos o terciarios.

La falla de Sabero-Gordón muestra unas características generales muy parecidas a las de la falla de León (MARCOS 1968, a, b); así, sus trazados, tipo de movimiento, relación con depósitos estefanienses y relación con otras estructuras, son perfectamente comparables.

Relación de la Unidad de Peña Corada con el cuerpo principal del manto del Esla.—Los rasgos estructurales de la Unidad de Peña Corada son muy diferentes de los del manto del Esla, tal como se deduce de las características antes señaladas y de la simple observación de la cartografía (Fig. 1).

El problema de la relación existente entre ambas zonas fue ya abordado por diversos autores; así, RUPKE (1965) destaca la importancia de la falla de Sabero-Gordón como línea de discontinuidad causante de las diferencias estructurales entre ambas zonas. Este autor, considera a esta falla como una falla inversa con un levantamiento relativo del bloque S, es decir, de la Unidad de Peña Corada; en adición, RUPKE considera esta unidad como una parte del alóctono del manto del Esla basándose principalmente en la estratigrafía y paleogeografía del Devónico superior. Por otra parte, REIJERS (1972) con base en las facies de la Caliza de Portilla, considera la Unidad de Peña Corada como una parte del autóctono del citado manto.

Si bien las hipótesis de RUPKE (1965) y REIJERS (1972) suponen los primeros intentos para solucionar la relación entre ambas zonas, el problema dista mucho de estar resuelto. Así, independientemente de que la Unidad de Peña Corada se considere como una parte del alóctono o del autóctono del manto, las relaciones cartográficas o geométricas entre ambas zonas no pueden ser en ningún modo establecidas considerando la falla de Sabero-Gordón como una fractura con desplazamiento predominantemente vertical. A este respecto, los enlaces estructurales entre ambas zonas sugeridos por RUPKE (1965, pág. 54) son excesivamente forzados al admitir la continuidad entre estructuras que son netamente diferentes.

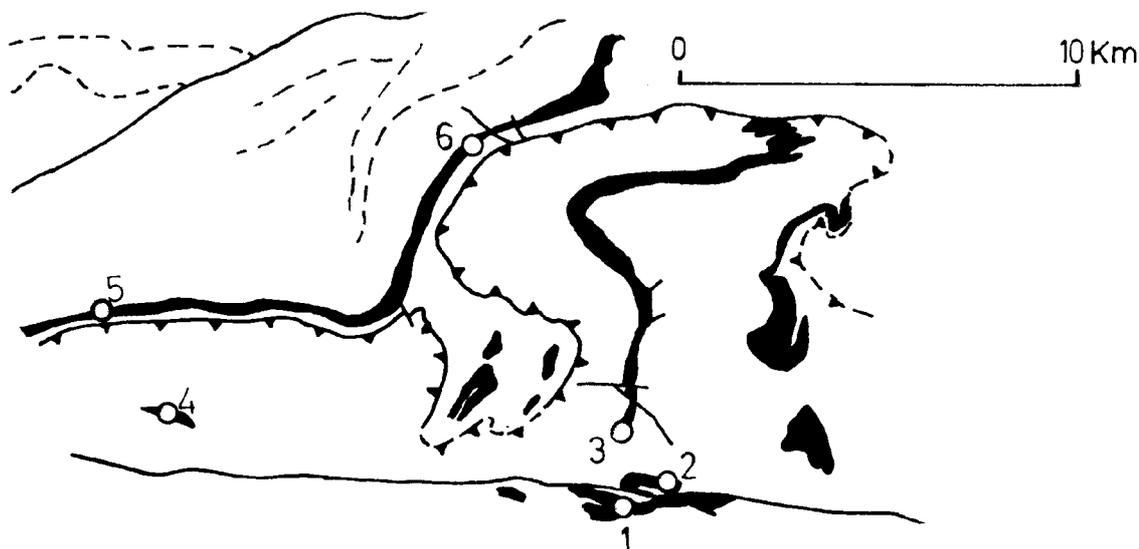


Fig. 4.-Afloramientos de la Caliza de Santa Lucía (en negro) y situación de las sucesiones estudiadas. 1) Vegamediana; 2) Camino de Fuentes de Peña Corada; 3) Aleje; 4) Grandoso; 5) Adrados; 6) Corniero.

La interpretación que se propone en este trabajo se basa principalmente en criterios estructurales y paleogeográficos. Desde el punto de vista estructural, a pesar de la dificultad que supone la existencia de materiales discordantes en la zona, pueden hacerse las siguientes observaciones:

1. Existe una gran similitud entre la forma cartográfica del sinclinal de Felechas y el sinclinorio de Peña Corada. En ambas estructuras la disposición de los pliegues longitudinales y transversales es del todo comparable (Fig. 1 y 3).

2. Si se desplaza el sinclinorio de Peña Corada hacia el W siguiendo el trazado de la falla de Sabero-Gordón hasta colocarlo como núcleo del sinclinal de Felechas, se obtiene una continuidad perfecta entre ambas estructuras que se traduce en un pliegue único (Fig. 3).

3. Salvo accidentes poco relevantes a la hora de interpretar el conjunto, se observa que la sucesión estratigráfica es ascendente desde los flancos del sinclinal de Felechas hasta el sinclinorio de Peña Corada, manteniéndose los espesores adecuados en las distintas formaciones.

4. Si tal como se señala en la figura 3 se prolonga el límite Devónico-Carbonífero de la Unidad de Peña Corada hacia el E, más o menos paralelamente al trazado cartográfico de la superficie de despegue del manto, este trazado coincide con el límite Devónico-Carbonífero que se observa en la prolongación meridional del sinclinal de Agua Salio.

De acuerdo con esto, la falla de Sabero-Gordón habría jugado como un décrochement levógiro con posterioridad al emplazamiento y deformación del manto del Esla. Una parte de este manto, la unidad de Peña Corada, habría sido desplazada relativamente hacia el E, hasta ocupar al menos aproximadamente la posición actual. El desplazamiento que implica este movimiento es del orden de 15-20 km. Dicho movimiento fue anterior, al menos, al depósito del Westfaliense D superior, y tal como se ha señalado anteriormente, su actividad prosiguió incluso hasta el Terciario.

Esta interpretación se apoya en diversas evidencias paleogeográficas. Así, de acuerdo con RUPKE (1965), las facies y espesores de las Areniscas del Devónico

CALIZAS DE SANTA LUCIA	
LOC. 1, 2, 3 y 4	LOC. 5 y 6
MIEMBRO SUP. (80 m.) Calizas encriníticas, a veces algo rojizas; calizas con briozoos, braquiopodos y tabulados ramificados	MIEMBRO SUP. (110 m.) Calizas con birdeseyes y laminaciones, en algunos casos debidas a algas. Niveles con corales y estromatoporidos de importancia secundaria en relación con las calizas de tipo peritidal. Mud cracks
MIEMBRO MEDIO (60 m.) Calizas con participación arrecifal. (Calizas con grandes estromatopóridos, favosites, alveolites masivos.....)	
MIEMBRO INFERIOR (70 m.) Semejante al miembro superior	MIEMBRO INFERIOR (90 m.) Calizas de tipo arrecifal con corales, estromatoporidos.....; niveles de calizas encriníticas

superior en la Unidad de Peña Corada y sinclinal de Agua Salio coinciden y son diferentes a las del autóctono en Valdoré o al E de Crémenes.

La observación de las facies de la Caliza de Santa Lucía es también consecuente con las ideas anteriormente expuestas. En este sentido, los resultados preliminares del análisis sedimentológico de seis sucesiones situadas en la región del manto del Esla (Fig. 4), muestran que las facies de esta formación son idénticas en la Unidad de Peña Corada (Loc. 1) y sinclinales de Felechas (Loc. 4) y Agua Salio (Loc. 3), siendo diferentes a las del autóctono del manto (Loc. 5-6) (Cuadro I).

Todos estos hechos permiten incluir la Unidad de Peña Corada dentro del alóctono del manto del Esla. La hipótesis de REIJERS (1972) que considera esta Unidad como parte del autóctono del manto basándose en las facies de la Caliza de Portilla, no puede ser mantenida; en efecto, este autor compara las facies de esta formación en la Unidad de Peña Corada y en el autóctono, llegando a la conclusión de que son semejantes, pero la falta total de observaciones en el alóctono (p. e. en el Sinclinal de Agua Salio) invalida sus conclusiones.

BOSCH, 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.

COMTE, P. (1969).—Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 60, pp. 1-440, 6 figs., 1 map., Madrid.

JULIVERT, M. (1971).—Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain. *Am. Jour. Sci.*, vol. 270, n.º 1, pp. 1-29, 7 figs., New Haven.

MARCOS, A. (1968 a).—La tectónica de la unidad de la Sobia-Bodón. *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 2, pp. 59-87, 11 figs., 2 maps., Oviedo.

— (1968 b).—Nota sobre el significado de la «León line». *Brev. Geol. Astúrica*, año XII, n.º 3, pp. 1-5, 1 fig., Oviedo.

REIJERS, T. J. A. (1972).—Facies and Diagenesis of the Devonian Portilla Limestone Formation between the River Esla and the Embalse de la Luna, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 47, pp. 163-249, 19 figs., 7 lám., Leiden.

RUPKE, J. (1965).—The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 32, pp. 1-74, 34 figs., 6 láms. Leiden.

SITTER, L. U. de (1959).—The rio Esla Nappe in the zone of León of the Asturian Cantabrian Mountain Chain. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, n. 56, pp. 3-24, 6 figs., Madrid.