

ESTRUCTURA DE LA UNIDAD DE CORRECILLA EN EL SECTOR SITUADO AL ESTE DEL RIO LUNA (LEON, ZONA CANTABRICA)

J. ALVAREZ-MARRON

TRABAJOS DE
GEOLOGIA



Alvarez-Marrón, J. (1985).—Estructura de la Unidad de Correcilla en el sector situado al Este del Río Luna (León, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 15, 189-202. ISSN 0474-9588.

En este trabajo se estudia una sección completa de la Unidad de Correcilla, en la que se han diferenciado dos dominios estratigráficos que presentan diferencias de facies y espesores para las formaciones del Devónico superior y Carbonífero inferior, denominados: Dominio del Sinclinal de Alba y Dominio del Pedroso. La proximidad geográfica observada hoy entre ambos es debida al acortamiento tectónico producido por cabalgamientos y fallas de desgarre.

Para el estudio de la estructura se han realizado cortes balanceados y restauraciones parciales que muestran una geometría compleja de la unidad alóctona. La superficie basal de cabalgamiento permanece paralela durante casi la totalidad de su trazado a la estratificación del alóctono, presentando una geometría en escalera con rampas y zonas planas. En el interior existen un conjunto de escamas que forman un sistema imbricado cuyas superficies de fractura van a unirse a la superficie principal de despegue. Existen además un conjunto de pliegues originados en relación con estas escamas y que han seguido su desarrollo posteriormente al emplazamiento del Manto.

Por último existen un conjunto de fracturas verticales con direcciones E-W fundamentalmente, que cortan a las estructuras previas y que presentan una importante componente de desgarre levógiro.

A section of the Correcilla nappe is studied in this paper. Two stratigraphic domains in upper Devonian and lower Carboniferous rocks can be distinguished, the Alba Syncline Domain and the Pedroso Domain. These two domains are now very closed due to tectonic shortening (thrust and strike slip faults).

Balanced and restored cross sections through this nappe show a complex internal geometry. The main thrust fault is parallel to the bedding of the hangingwall whereas this surface shows a system of ramps and flats in the footwall. Several kinds of associated minor thrust occur forming generally an imbricate system branching from the sole thrust. Furthermore there are several types of folds related to thrust sheets, this folds have followed his development after the emplacement of the nappe.

There are also late vertical faults, E-W oriented and with an important strike slip displacement.

Joaquín Alvarez Marrón, Departamento de Geotectónica, Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 26 de diciembre de 1984.

La Unidad de Correcilla constituye la unidad más externa de la Región de Pliegues y Mantos (Julivert 1967) en la Rama Sur de la Cordillera Cantábrica. En este trabajo se estudia una sección completa N-S de la misma, en la margen izquierda del Río Luna.

Los primeros trabajos modernos que incluyen cartografías geológicas con una visión global de la estructura de la zona pertenecen a Comte

(1959) y a Sitter (1962); este último aporta un mapa geológico de toda la Rama Sur de la Zona Cantábrica. A partir de entonces, los trabajos realizados tienen un carácter más local; entre ellos hay que destacar, por hacer hincapié en los aspectos estructurales, los de Staalduinen (1973) y Tarrío (1972). Dejando aparte numerosos trabajos de índole estratigráfico y sedimentológico, más recientemente hay que mencionar

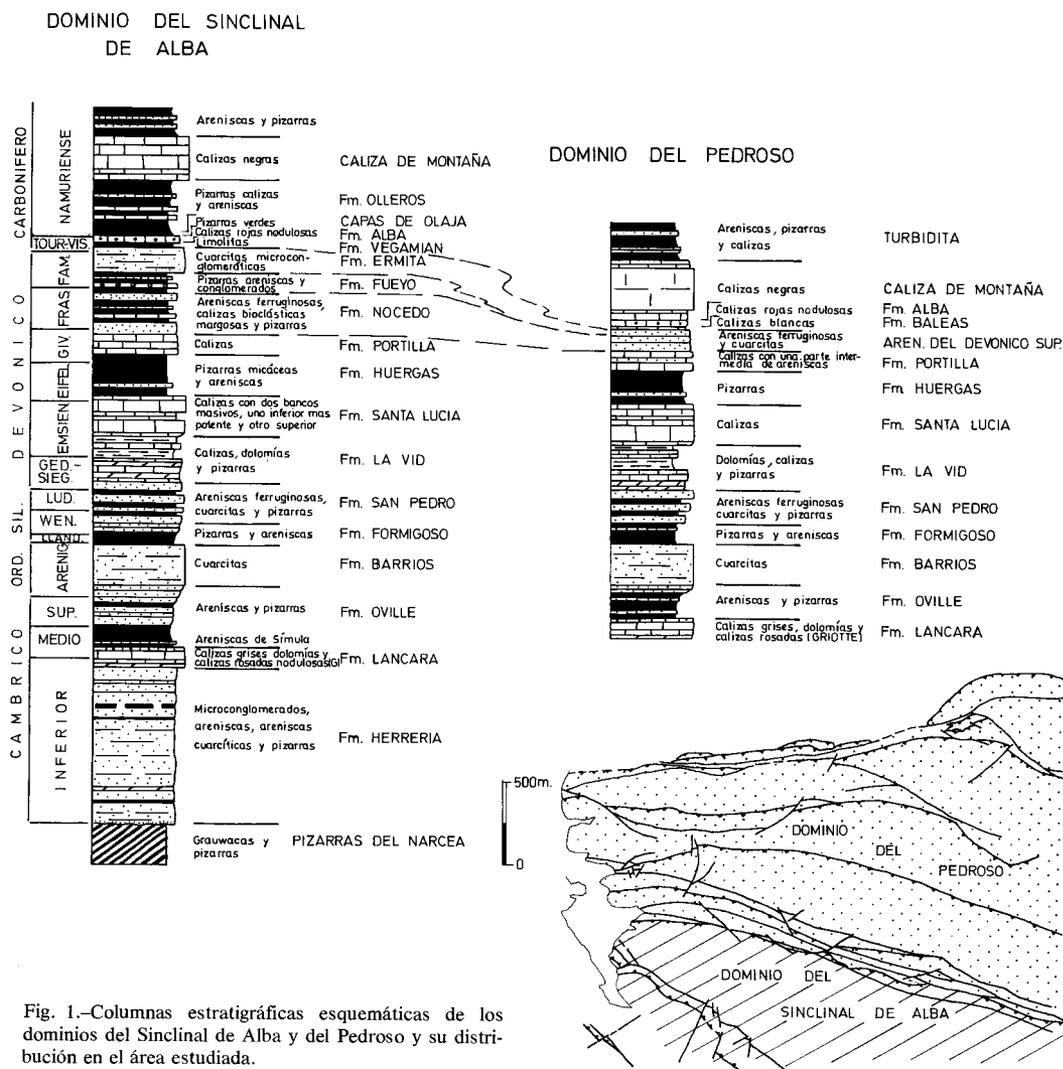


Fig. 1.—Columnas estratigráficas esquemáticas de los dominios del Sinclinal de Alba y del Pedroso y su distribución en el área estudiada.

el trabajo de Rodríguez-Fernández *et al.* (1985), que aporta gran cantidad de nuevos datos tanto estratigráficos como tectónicos, referidos al Sinclinal de Alba.

ESTRATIGRAFIA

Los materiales involucrados en la deformación corresponden a una serie de 4.500 m de espesor aproximadamente que abarca desde el Precámbrico hasta el Carbonífero, constituyendo una secuencia de materiales depositados principalmente en condiciones de plataforma somera, alternando niveles carbonatados con

secuencias siliciclásticas. En ella se han diferenciado una serie de formaciones que corresponden a las establecidas para otras zonas de la Cordillera Cantábrica (Comte 1959), observándose no obstante diferencias entre un dominio septentrional y un dominio meridional.

La sucesión Paleozóica está prácticamente completa, pudiendo apreciarse diferencias de facies y espesor de unos puntos a otros, que se hacen especialmente patentes a partir del Givetense. En base a esto se han diferenciado dos dominios (Fig. 1):

- Dominio del Sinclinal de Alba, al Sur.
- Dominio del Pedroso, al Norte.

Es de destacar, sin embargo, la existencia de dos lagunas estratigráficas importantes: una, bastante amplia, que abarca desde el Ordovícico inferior (Arenig) hasta el Silúrico inferior (Llandovery superior), y otra en el Devónico superior (parte superior del Frasnense y parte inferior del Fameniense), que sólo afecta a los materiales del Dominio del Pedroso (García-Alcalde *et alt.* 1985).

Las características de la serie paleozóica son suficientemente conocidas y pueden observarse sintéticamente en la Fig. 1 por lo que solamente haremos hincapié en este trabajo en las series de edad superior al Devónico medio, puesto que presentan características marcadamente distintas de unos puntos a otros de la zona estudiada.

DOMINIO DEL SINCLINAL DE ALBA

En este dominio podemos distinguir una serie correspondiente al Devónico superior en la que pueden diferenciarse tres formaciones que, de muro a techo, son: Nocedo, Fueyo y Ermita (Comte 1936 a, 1938 a).

La Formación Nocedo está formada por 270 a 300 m de areniscas limolíticas, constituyendo dos secuencias negativas. Es de destacar la presencia entre esas dos secuencias de una barra bioclástica margosa con estructura *herring bone*. La edad de la formación es Frasnense excepto unos pocos metros en la base, que pertenecerían aún al Givetense (García-Alcalde *et alt.*, *in litt.*).

La Formación Fueyo tiene una potencia de 120 a 150 m. Está constituida fundamentalmente por pizarras que incluyen areniscas hacia el techo, siendo de destacar la presencia de nódulos en los tramos pizarrosos y también la existencia en su tercio inferior de un nivel de conglomerados polimícticos con estructuras canalizadas; asociadas a estos conglomerados es frecuente encontrar costras ferruginosas. La edad de esta formación es Frasnense terminal-Fameniense inferior (Rodríguez-Fernández *et alt.* 1985). Una buena sección de esta formación puede encontrarse en el flanco Sur del Sinclinal de Alba, al Norte de Saguera.

La Formación Ermita tiene una potencia entre 50-70 m, y está constituida por cuarcitas, areniscas, areniscas ferruginosas y microconglomerados polimícticos. La base de esta formación se sitúa en el primer nivel de microconglomerados. Es frecuente la existencia de intercalaciones limolíticas intensamente bioturbadas.

Su edad en el Sinclinal de Alba sería Fameniense superior-Turnesiense inferior (Tn1a) (Rodríguez-Fernández *et alt. op. cit.*).

Por lo que respecta al Carbonífero se han diferenciado las siguientes formaciones:

La Formación Vegamián no ha sido diferenciada en la cartografía puesto que no es visible en parte del trazado del sinclinal, solamente en el flanco Sur aparece con grandes variaciones de espesor; el máximo espesor lo presenta en Olleros de Alba, más de 22 m (Rodríguez-Fernández *et alt.* 1985), y está constituida por limolitas, lutitas y areniscas de grano fino con algunos niveles de liditas negras, nódulos fosfatos y lentejones de calizas arcillosas. Esta formación es de edad Turnesiense inferior-Turnesiense medio o superior (Higgins *et alt.* 1982).

La Formación Baleas, presente en otras zonas de la Unidad de Correcilla, no ha sido observada en la parte del Dominio del Sinclinal de Alba cartografiado en este trabajo, sin embargo Rodríguez-Fernández *et alt.* (1985) la ha mencionado en el mismo dominio, más al Este, asignándole una edad Turnesiense inferior (Tn 1b).

La Formación Alba está constituida por calizas rojas nodulosas y algunos niveles de lutitas intercaladas. Su espesor es de unos 20 m y su edad es Turnesiense superior (Tn 3c superior-Namuriense A?) (Rodríguez-Fernández *et alt. op. cit.* y Truyols y Sánchez de Posada 1983).

Por encima de la Formación Alba aparecen en el Sinclinal de Alba unos 10 m de pizarras con colores predominantemente rojos, aunque a veces pueden ser amarillas y verdes, se trata de las Capas de Olaja (Wagner *et alt.* 1971) de edad Namuriense A (E₂).

Por encima de esta serie condensada del Carbonífero inferior aparecen:

La Formación Olleros (Wagner *et alt.* 1971) está constituida por 300 m aproximadamente, de pizarras, areniscas y algunas capas de caliza, las cuales se hacen más importantes en su mitad superior. Sobre la edad de esta formación existen datos contradictorios pues Wagner *et alt. (op. cit.)* le atribuyen una edad Namuriense B, mientras Menéndez-Alvarez (1983) (en Truyols y Sánchez de Posada 1983) le atribuye una edad Namuriense A (E₂).

La Caliza de Montaña está constituida por una serie de calizas laminadas de color oscuro y fétidas, cuya edad según Wagner *et alt. (op. cit.)* sería Namuriense B, aunque Menéndez-

Alvarez (com. pers.) ha encontrado en la base de la misma conodontos que indican una edad más baja (Namuriense A, E₂). Hacia el Oeste, por encima de la Caliza de Montaña, en el núcleo del Sinclinal de Alba aparece una serie de pizarras, areniscas y niveles de conglomerados.

DOMINIO DEL PEDROSO

Por lo que se refiere al Devónico superior, en el Dominio del Pedroso no existe la Formación Fueyo, pero sí pueden diferenciarse dos conjuntos litológicos que corresponderían a Formaciones descritas anteriormente en el Dominio del Sinclinal de Alba: una secuencia constituida por areniscas ferruginosas en bancos gruesos, que corresponderían a la Formación Nocedo y, hacia el techo, un conjunto de poco espesor de cuarcitas con niveles conglomeráticos, que correspondería a la Formación Ermita. Según esto, existiría una laguna que abarcaría el Frasnense superior, todo el Fameniense inferior y parte del Fameniense superior. Todo este conjunto litológico ha sido cartografiado como una sola unidad debido a que constituye una secuencia de muy poco espesor.

En el Carbonífero podemos distinguir:

La Formación Baleas, que en este dominio presenta una edad Fameniense terminal-Turnesiense (García-Alcalde *et al.* 1985), *La Formación Alba*, que presenta las mismas características que en el dominio anterior, y *La Caliza de Montaña* que está constituida por calizas de color oscuro y fétidas, en su mayor parte tableadas, aunque hacia su parte alta presenta niveles más masivos. En esta sucesión no está presente la Formación Olleros. A esta serie se superpone una formación turbidítica, constituida por pizarras, areniscas y bandas de calizas intercaladas, cuyo espesor no se puede apreciar por constituir el núcleo de la estructura sinclinal; la base de esta serie ha sido datada por Kullman como Namuriense B inferior (R₁) (en Ortega 1977).

TECTONICA

Como puede verse en el mapa geológico, el área estudiada presenta una tectónica compleja, diferenciándose varios tipos de estructuras superpuestas, fundamentalmente (Fig. 7):

- Cabalgamientos y cuñas tectónicas.
- Pliegues.
- Fracturas verticales.

Este conjunto de estructuras se suceden en el tiempo de forma progresiva, encontrándose claras relaciones genéticas entre algunas de ellas. Esta deformación ha tenido lugar en condiciones superficiales, con ausencia de metamorfismo y sin apenas esquistosidad, que sólo aparece localmente, sobre todo relacionada con niveles pizarrosos.

Se han realizado tres secciones transversales (Fig. 2) a la unidad cartografiada: el Manto de Correcilla. En la realización de estos cortes se han tenido en cuenta técnicas geométricas elementales que permiten contrastar la validez de la sección desde un punto de vista geométrico, de tal manera que están compensadas («balanceadas»). Las bases para la construcción de este tipo de secciones fueron establecidas por Dahlstrom (1969) y han sido utilizadas posteriormente por numerosos autores en trabajos estructurales, como Price y Mountjoy (1970), Dahlstrom (1970), Elliot y Johnson (1980), Hossack (1979), Thompson (1979, 1981), Price (1981), Pulgar *et al.* (1983), Heredia (1983). En la Fig. 2 pueden observarse los cortes geológicos y en la Fig. 3 sus correspondientes restauraciones parciales.

Sin embargo, hay que tener en cuenta las siguientes limitaciones que se han encontrado en la aplicación de estas técnicas:

- debido a la posición relativa de las estructuras respecto al nivel de erosión, la superficie basal de despegue es solamente visible en su parte frontal, por lo que se tienen pocos datos de su evolución en profundidad; esto imposibilita el poder contrastar los resultados obtenidos a partir de los cortes balanceados.
- en el área pueden observarse zonas con una fracturación tardía importante, que complica sobremanera la estructura previa, haciéndose así más difícil su interpretación en profundidad.

EL MANTO DE CORRECILLA

El Manto de Correcilla presenta un conjunto de características la mayor parte de las cuales son similares a las del resto de los mantos cantábricos. Las principales características de este manto que pueden observarse en el mapa (Fig. 7) y en los cortes de la Fig. 2 son:

- La superficie de cabalgamiento permanece paralela a la estratificación del alóctono, que presenta en su base la Formación Láncara de edad Cámbrico inferior-medio. La superficie

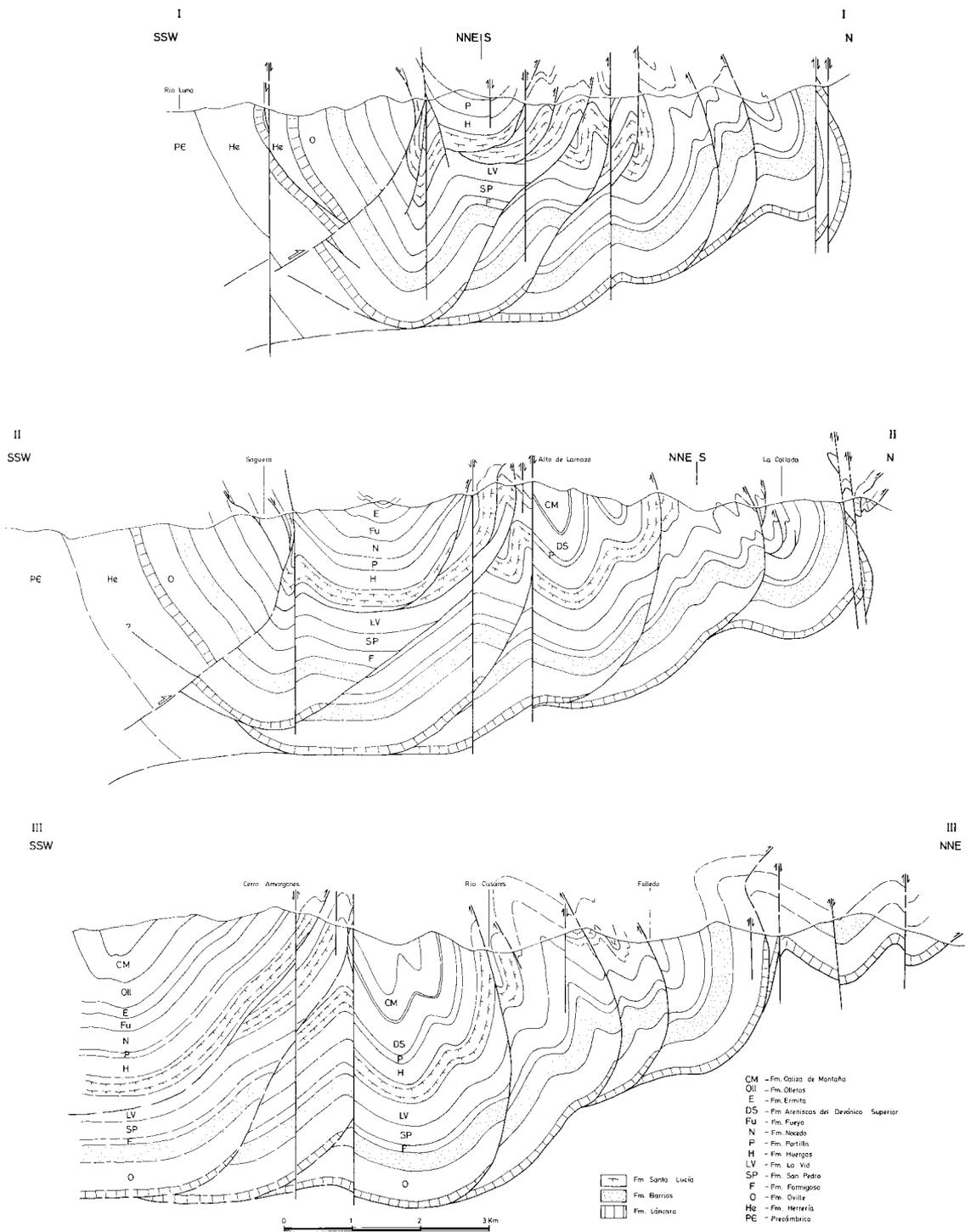


Fig. 2.-Cortes geológicos I, II y III.

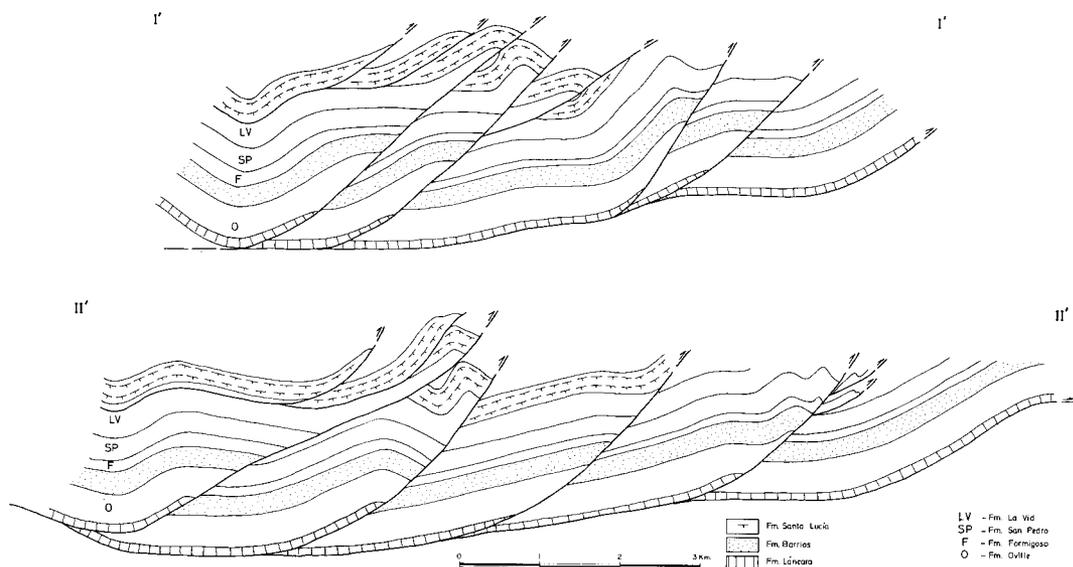


Fig. 3.—Restauraciones parciales I' y II' de los cortes geológicos I y II, respectivamente.

de despegue ha sido localizada en superficie en la banda más septentrional de la zona cartografiada, en donde constituye la parte más adelantada de esta unidad alóctona, cabalgando a las pizarras y areniscas de edad Westfaliense C (Moore *et al.* 1971) de la Unidad de Bodón que constituye su autóctono relativo.

- En la zona de raíz, la superficie de cabalgamiento puede pasar a cortar materiales más antiguos. La única evidencia de esto puede observarse cerca del pueblo de Barrios de Luna, en donde la Formación Láncara no se encuentra despegada sobre las Areniscas de la Herrería sino que existe una superficie de cabalgamiento dentro de esta formación detrítica, unos metros por debajo del contacto entre ambas. En este punto, por debajo de la Formación Herrería encontramos una pequeña porción de la base de la Formación Oville y la Formación Láncara.
- La unidad cabalgante está constituida por un paquete de sedimentos de 4.500 m de espesor aproximadamente. Como puede verse en el mapa y en los cortes geológicos, esta unidad cabalgante se encuentra compartimentada en bloques (escamas). En el interior de estas escamas pueden encontrarse pliegues que no afectan a estas superficies de fractura.
- De la observación de los cortes balanceados, siguiendo en profundidad el trazado de la su-

perficie basal, puede deducirse que ésta se encuentra plegada, lo que evidencia un apretamiento posterior de toda la unidad alóctona.

CUÑAS TECTÓNICAS

Dentro de este grupo de estructuras incluimos un conjunto de escamas de pequeña envergadura, que dan lugar a un salto estratigráfico pequeño, con carácter muchas veces intraformacional, afectando principalmente a formaciones carbonatadas competentes, como son las calizas de Santa Lucía y Portilla. Corresponden a este tipo de estructuras las que se encuentran en las proximidades del Collado de la Miserina, Alto de Sañedo, Alto de Vega Cercada, la cercana al pueblo de Portilla de Luna, afectando a la Formación Santa Lucía, y las que se encuentran inmediatamente al Sur de Peña de las Arregeras, afectando a la Formación Portilla.

ESCAMAS

Las escamas están constituidas por láminas de materiales limitadas entre sí por superficies de fractura que constituyen cabalgamientos con trazados cartográficos predominantemente NW-SE o E-W, prácticamente paralelos entre sí (Fig. 4). Las superficies de fractura basales de estas escamas van a unirse en profundidad con la superficie principal de despegue.

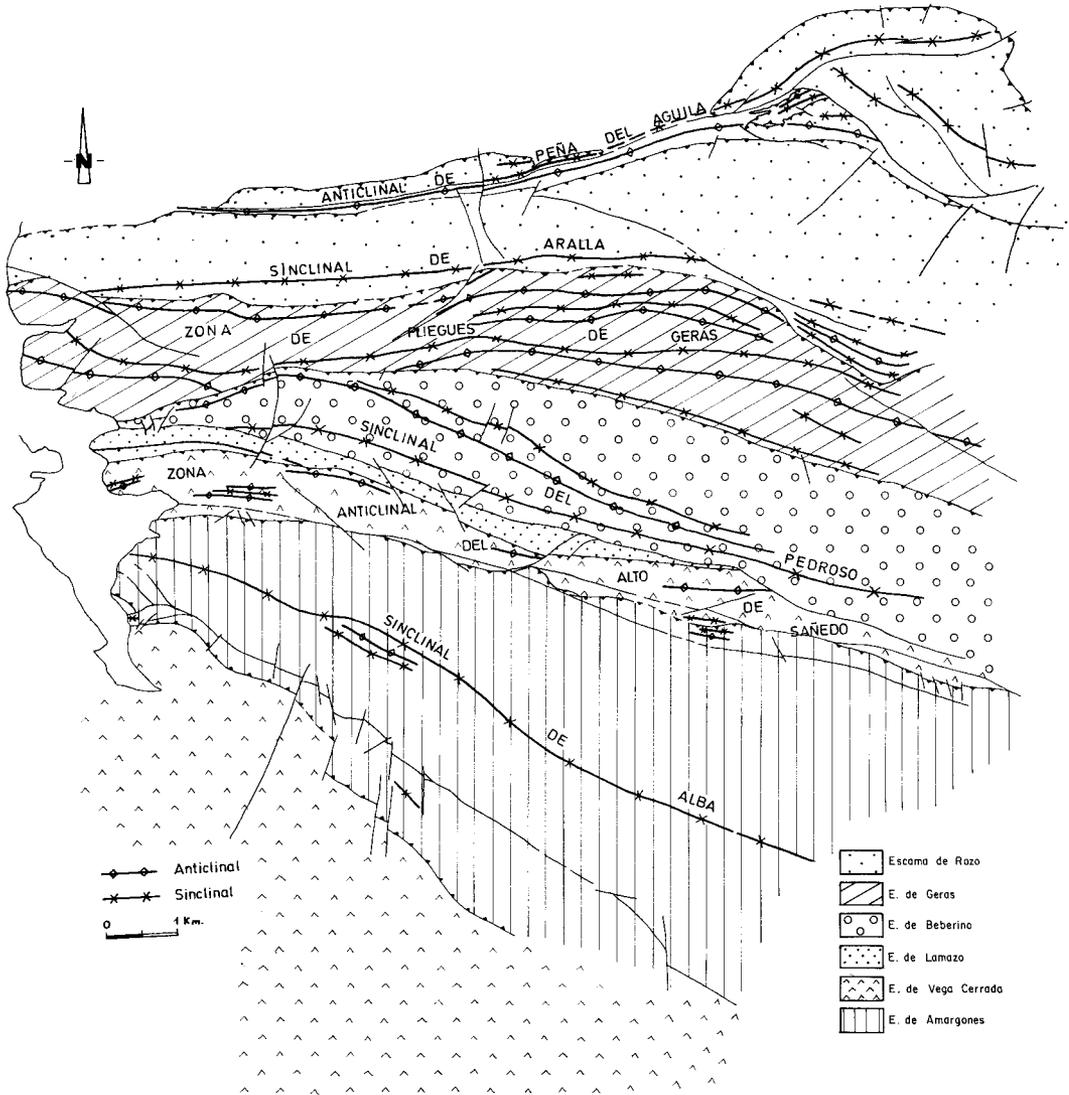


Fig. 4.—Esquema tectónico mostrando las diferentes escamas presentes en la zona y la posición de las trazas axiales de los pliegues mayores.

Escamas de Rozo, Geras, Beberino y Lamazo

Sus superficies de fractura presentan, como puede verse en los cortes restituidos I' y II' de la Fig. 3, una sección curvada con la concavidad hacia arriba; ésto les confiere una morfología característica de «falla lítrica» (Mcklay 1981). En conjunto forman un sistema de cabalgamientos que se bifurcan a partir de una superficie basal de despeque, dando lugar a un grupo de escamas de tamaños similares que se dispo-

nen constituyendo un sistema de cabalgamientos en forma de abanico imbricado (Boyer y Elliot 1982).

En su interior las capas se disponen generalmente dando lugar a un anticlinal en la parte frontal y un sinclinal en la parte posterior, que se generan en relación con el emplazamiento de la escama. La zona anticlinal puede a veces presentar una morfología más complicada, como en el caso de la Escama de Geras, cuyo frente no constituye una forma anticlinal sim-

ple, sino que aparecen un conjunto de pliegues cuyos planos axiales se van disponiendo oblicuos a la superficie de cabalgamiento (Fig. 5).

La Escama de Vega Cercada

En su sector inferior, la superficie de fractura se dispone cortando las capas hacia arriba, con una forma cóncava, similar a las descritas anteriormente; pero al llegar a la Formación La vid, disminuye su pendiente, discuriendo durante un trecho paralela a la estratificación del autóctono, para pasar, al alcanzar la Formación Santa Lucía, a cortar de nuevo hacia arriba esta formación, cortando incluso, como puede verse en el corte I, el pliegue anticlinal correspondiente al frente de la Escama de Lamazo, que constituye su autóctono relativo. Esta última característica le confiere una geometría difícil de explicar, sobre todo en lo que se refiere a este sector superior. Hay que destacar que este cabalgamiento aflora en superficie en una zona intensamente afectada por fracturas posteriores, por lo que es muy posible que su superficie de fractura haya sido rejugada posteriormente, enmascarando así su geometría original.

La Escama de Amargones

La superficie de cabalgamiento correspondiente a esta escama aparece plegada por el Sinclinal de Alba. Como puede verse en las secciones transversales, corta a la estratificación del autóctono en trazados cortos, ascendiendo en la serie y se dispone subparalelamente a ella en zonas más amplias, a nivel de la

Formación La Vid, situándose durante gran parte de su trazado horizontalmente en la base de la Formación Santa Lucía, para volver a cortar niveles más altos, llegando incluso al nivel de la Formación Portilla. La zona de raíz de este cabalgamiento no se observa en la zona cartografiada. Su trazado cartográfico en el flanco Norte del Sinclinal de Alba se encuentra afectado por fallas tardías e incluso rejugado por ellas.

LA FALLA DE PIEDRASECHA

Esta falla se sitúa en el flanco Sur del Sinclinal de Alba, con una dirección NW-SE, localizándose en las inmediaciones de los pueblos de Saguera, Portilla de Luna y Piedrasecha. La primera cita correspondiente a esta estructura es bastante reciente, correspondiendo a Rodríguez-Fernández *et al.* (1985).

La cartografía correspondiente al área comprendida entre el Alto de las Peñas y el Pueblo de Portilla de Luna muestra cómo la falla discurre durante largos trechos prácticamente paralela a la estratificación, afectando a niveles progresivamente más altos en la serie estratigráfica, hacia el Sur, haciendo desaparecer totalmente en esa zona a la Formación Portilla.

En el área cartografiada no pueden verse en ningún punto los efectos que esta fractura produce en niveles más profundos de la Formación Santa Lucía. A la luz de los datos aportados por el mapa recientemente realizado por López-Díaz (1984) en la zona del Sinclinal de Abelgas, se ha concluido en atribuir a la Falla de Piedra-

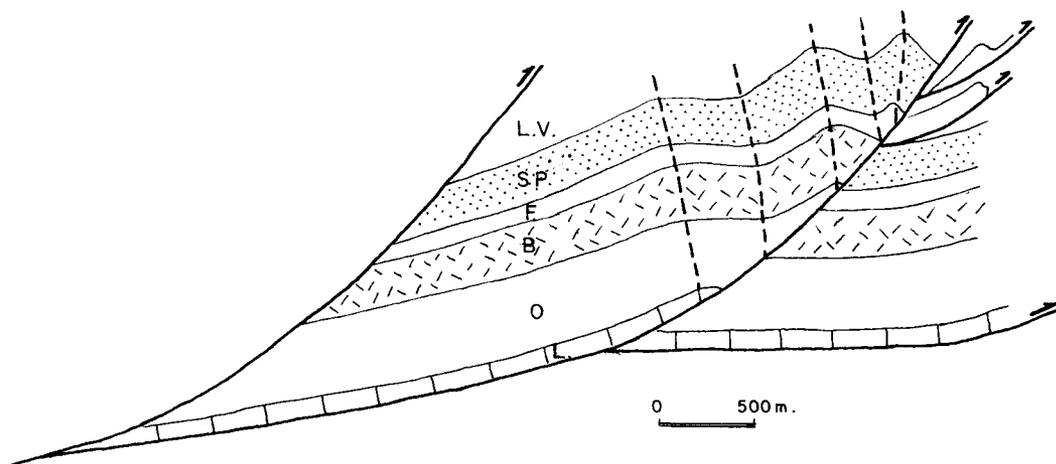


Fig. 5.-Sección parcialmente restituida de la Escama de Geras, mostrando la distribución de los pliegues.

secha el carácter de falla inversa de bajo ángulo, del tipo de las descritas por Pulgar *et al.* (1983) y Heredia (1983), para la zona de raíz del Manto de Somiedo. Esta interpretación coincide también con la expuesta por Rodríguez-Fernández *et al.* (*op. cit.*).

La posición estructural de esta falla coincide con la de las fallas inversas de bajo ángulo anteriormente citadas, situándose en el flanco más próximo al Antiforme del Narcea de la primera estructura sinclinal que aparece por delante de éste. Su movimiento constituiría uno de los episodios más tardíos en relación con el emplazamiento del manto y estaría relacionado con el empuje que por el Sur provocaría el levantamiento de los materiales precámbricos que dan lugar al Antiforme del Narcea. Sin embargo, en esta zona se observan algunas relaciones temporales con otras estructuras:

- Corta claramente al cabalgamiento de Amargones, siendo por lo tanto posterior a él.
- Corta el flanco Sur del Sinclinal de Alba, pero a la vez está plegada (ver cortes balanceados). Esto mostraría la existencia bastante precoz de esta estructura sinclinal que sufriría un aplastamiento posterior, después de producida la falla.

En la zona cercana al pantano de Barrios de Luna en que se observa esta estructura, se encuentra claramente removida por fracturas posteriores que aprovechan en gran medida su superficie.

PLIEGUES

La Unidad de Correcilla se encuentra en esta zona afectada por un conjunto de pliegues distribuidos por toda el área, con direcciones axiales NW-SE o E-W, coincidiendo, como puede verse en el mapa, con los trazados cartográficos de los frentes de las escamas. Se trata de estructuras de gran escala, normalmente vergentes al Sur y con ejes de inclinación variable.

La distribución, así como el tipo de estructura y su forma, vienen claramente marcados por la propia geometría interna del manto, pudiendo observarse, como regla general, que los anticlinales se disponen en zonas estrechas con abundancia de cabalgamientos o inmediatamente al Sur de sus frentes cartográficos, mientras que los sinclinales ocupan zonas más anchas con una menor complejidad estructural de este tipo. Desde luego, existen casos concretos que se apartan de esta regla. Se describirán a

continuación los pliegues mayores existentes en la zona.

El Sinclinal de Alba

El sinforme que ocupa toda la parte Sur de la zona constituye el Sinclinal de Alba (Sitter 1962). Se trata de un sinclinal bastante ancho con el plano axial subvertical o ligeramente inclinado al Sur, su eje se inclina ligeramente (20°) en dirección SE. Es un pliegue ligeramente asimétrico, con un ángulo entre flancos en torno a los 65°; su continuidad lateral es grande, presentando en su parte más oriental complicaciones en su núcleo debidas a escamas. Ambos flancos del sinclinal se encuentran afectados por fracturas importantes.

Zona anticlinal del Alto de Sañedo

Corresponde a la zona anticlinal que separa el Sinclinal de Alba, al Sur, y el Sinclinal del Pedroso, al Norte. Se trata de una franja intensamente afectada por cabalgamientos cuñas y fallas.

Como puede observarse en los cortes (Fig. 2), en esta banda existen al menos dos anticlinales importantes situados casi uno encima del otro, que parecen estar en relación con sendos cabalgamientos, constituyendo así la estructura del frente de los mismos. Estas estructuras iniciales están intensamente afectadas por fracturas, algunas de ellas muy importantes, que serán descritas posteriormente y que enmascaran sobremanera su geometría.

El Sinclinal del Pedroso

No se trata de una estructura sinclinal simple, sino que está formado por dos sinclinales separados por un anticlinal muy agudo. El Sinclinal situado al Sur, que es el denominado Sinclinal del Pedroso (Sitter *op. cit.*) es el de mayor desarrollo, extendiéndose desde las inmediaciones de Miñera, siguiendo una dirección SE, hasta el límite del área cartografiada; mientras que el del Norte se estrella contra la Falla de Beberino en las proximidades del Collado del Pedroso. El anticlinal que los separa constituye una estructura muy apretada, prácticamente isoclinal en algunas zonas, que podría encontrarse en relación con una cuña a nivel de la Formación Santa Lucía; sin embargo, no ha sido posible comprobar esto por no aflorar en la zona este nivel.

Este conjunto de pliegues presenta una marcada vergencia al Sur, con ejes ligeramente inclinados en dirección SE. El flanco Sur está afectado por una gran falla, la Falla de Gordón, que hace desaparecer prácticamente toda la estructura hacia el W, en la zona próxima a Miñera.

Zona de Pliegues de Geras

En este apartado se incluye un conjunto de estructuras que forman un tren de pliegues con dirección aproximadamente EW, incluidos en una banda de anchura variable en la que se encuentra el pueblo de Geras. Estos pliegues tienen, en general, dimensiones menores a los descritos hasta ahora y su continuidad lateral varía de unos a otros; para algunos puede dibujarse sin interrupción su traza axial de límite a límite de la zona cartografiada, mientras que otros desaparecen o están cortados por fracturas (ver Fig. 4).

En conjunto se trata de estructuras bastante apretadas con vergencia marcada al Sur, cuyos ejes presentan inclinaciones variables con una dirección predominante NW-SE.

El Sinclinal de Aralla

Constituye otra de las estructuras sinformales importantes de la zona estudiada, extendiéndose de Este a Oeste entre ambos límites del sector cartografiado. Se trata de un sinclinal bastante ancho, con el plano axial inclinado al N; su eje se sitúa prácticamente en la horizontal, por lo que siempre pueden verse en su núcleo las pizarras correspondientes a la Unidad 3 de la Formación La Vid. Esta estructura está claramente cortada en su flanco Sur por el cabalgamiento de la Escama de Geras; su flanco N está marcadamente invertido en algunas zonas y prácticamente vertical en otras.

Zona plegada del frente cartográfico de la Unidad de Correcilla

En esta zona, constituida por la banda más septentrional de la zona estudiada, se sitúa la única estructura anticlinal que pliega claramente a la superficie principal de cabalgamiento, siendo, además, este anticlinal (denominado Anticlinal de la Peña del Aguila) el de mayores dimensiones de toda la zona.

Como puede verse en los cortes se trata de un anticlinal asimétrico, con el flanco Sur más

largo que el Norte y con una vergencia muy marcada al Sur. Su traza axial presenta una dirección prácticamente EW a lo largo de todo su trazado y su eje es subhorizontal, permitiendo de esta forma que afloren en su núcleo, durante varios Km, materiales carboníferos correspondientes a la Formación San Emiliano de la Unidad de Bodón.

Por delante del Anticlinal de Peña del Aguila distinguiremos dos partes a efectos de la descripción:

- La parte oriental, en la que existen un conjunto de pliegues cuyas trazas axiales presentan direcciones variables debido a encontrarse afectadas por un pliegue sinformal posterior, aproximadamente perpendicular a los iniciales, en donde la figura de interferencia resultante presenta una geometría compleja, difícilmente atribuible a alguno de los tipos descritos por Ramsay (1967). Esto es debido a que esta superposición se da en condiciones flexurales, en las cuales la posición de la anisotropía (estratificación) debida a los primeros pliegues, condiciona la geometría de los segundos (Julivert y Marcos 1973).
- La parte occidental, en la que puede observarse el klippe de Peñas Bermejas. Se trata de un afloramiento estrecho y alargado en dirección WE, que constituye en esta zona la parte más avanzada del manto; está formado por dos cuñas de materiales en las que solamente están presentes las Formaciones Láncara y Oville. En la parte Sur está limitado por una falla importante que hunde el labio Norte, provocando, de esta forma, la aparición de este klippe, rodeado por todas partes de materiales carboníferos del autóctono relativo: la Unidad de Bodón. Como puede verse en el corte II, estas dos cuñas forman sendos sinclinales, pero éstos presentan características distintas: mientras que el situado más al Sur es agudo y con una ligera vergencia al Sur, el situado al Norte es un pliegue más abierto, en cuya zona de charnela se observan pliegues menores, y presenta una clara vergencia al Norte. Estas dos estructuras son claras en la zona de Peña de la Plaza, pero no pueden continuarse hacia el W, debido a que están cortadas por la Falla de Rozo.

FRACTURAS TARDÍAS

Con posterioridad a las estructuras descritas hasta ahora, la zona ha sido sometida a una

intensa fracturación que ha dado lugar a un gran número de fallas. Existen agrupaciones de fallas de planos subverticales y de largo trazado cartográfico, paralelo, en general, a las estructuras previas, en las zonas anticlinales más importantes; por otra parte, es frecuente la aparición de pequeñas fracturas que cortan transversalmente a sus trazados cartográficos las formaciones más competentes, como es el caso de las Formaciones Barrios y Santa Lucía.

En el diagrama de la Fig. 6 se presenta la longitud de las fallas según sus orientaciones. Este diagrama nos muestra la existencia de dos sistemas principales de fracturación con orientaciones y magnitudes muy diferentes. Así, tenemos un primer conjunto con orientaciones comprendidas entre 260 y 300°, de varias decenas de kilómetros de trazado, que corresponde a las fallas de mayor desarrollo de la zona; y otro conjunto de menor magnitud y con una dispersión mayor, que comprende orientaciones entre 180 y 250° aproximadamente.

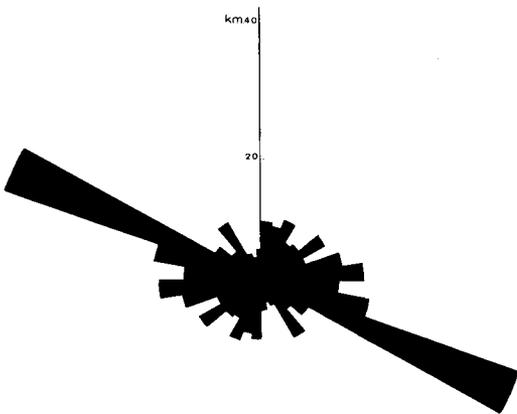


Fig. 6.—Diagrama en rosa en que se representa la longitud de fallas según su trazado cartográfico respecto al Norte.

Las fallas de mayor desarrollo tienen una distribución según tres bandas principales:

- una, ocupando la parte más septentrional, que afecta a la zona del frente del manto y que parece tener una componente vertical importante con hundimiento del labio Norte. Corresponde en la figura a un pequeño máximo comprendido entre 260 y 270°. Una de estas fallas, la Falla de Rozo, es la que hace aparecer el Klippe de Peñas Bermejas.
- una segunda franja de 1 km aproximadamente de anchura en la parte central, que recorre la zona con dirección WNW-ESE (son las que

en la figura dan lugar al máximo más importante, entre 290 y 300°) y que puede seguirse fuera de esta área durante decenas de kilómetros. Esta banda corresponde a la zona de falla denominada Sabero-Gordón Line (Sitter 1962). En los trabajos referentes a esta estructura, realizados por autores de la escuela de Leiden (Staalduinen 1973, Rupke 1965, Reijers 1973, Loevezijn 1983, Loevezijn *et alt.* 1983, y otros) se le atribuye a este accidente un carácter sinsedimentario, con una actuación importante durante el Devónico superior, que le haría responsable de las diferencias de facies que pueden observarse en los materiales de esta edad situados al Norte y Sur del mismo. Sin embargo, de acuerdo con los datos aportados por este trabajo, el conjunto de las fallas de esta franja cortan a las estructuras hercinianas previas (escamas y pliegues) y deben ser, por tanto, posteriores. Ya Bastida *et alt.* (1976) habían atribuido a esta estructura este carácter tardío en estudios que realizaron sobre la misma en la zona del Manto del Esla. La proximidad geográfica actual de zonas con diferencias de facies es debida al acortamiento tectónico producido por los cabalgamientos existentes entre ambas, tal como sucede en otros lugares de la Zona Cantábrica.

Dentro del conjunto de fallas de esta segunda banda, es de destacar la Falla de Gordón, que cruza esta zona desde Barrios de Gordón hasta Miñera. Tiene una importante componente de desgarre levógiro presentando en las proximidades del Alto de Sañedo un conjunto de *splays* secundarios. En algunos puntos de su trazado presenta fragmentos de rocas exóticas en relación con las que las rodean, como las que pueden verse al Norte del Cerro de los Amargones.

En su prolongación hacia el Este ha sido detectada esta estructura en algunos puntos del interior de la Cuenca de Matallana (Evers 1967), indicando un movimiento de ésta posterior al depósito de los materiales Estefanienses y, considerando su continuación hacia la zona del Manto del Esla (Bastida *et alt. op. cit.*), habría sido removilizada incluso en tiempos Mesozoicos y Terciarios.

— la tercera banda con grandes fracturas con dirección aproximadamente EW, se sitúa en la parte más meridional del mapa, que no ha sido estudiada en este trabajo.

Por último y como hemos dicho al inicio de este capítulo, existe también un conjunto de

fallas de importancia menor que se distribuyen con direcciones comprendidas entre 180 y 250°, que desplazan a las anteriores y que es frecuente encontrarlas afectando a las formaciones más competentes.

LOS CORTES RESTAURADOS Y GEOMETRÍA DE LA LÁMINA CABALGANTE

Los cortes balanceados tienen la particularidad de poder ser restaurados parcialmente, eliminando etapas sucesivas de deformación, e incluso llegar a la restauración total o estadio indeformado en que obtendríamos una reconstrucción palinspástica de la cuenca. De esta forma se puede obtener una medida de la deformación en términos del acortamiento sufrido.

En este caso se han realizado dos restauraciones parciales a partir de los cortes I y II, con objeto de obtener la geometría de la lámina cabalgante en los últimos episodios de su emplazamiento; para ello han debido eliminarse previamente dos deformaciones sucesivas, en primer lugar las fracturas tardías y posteriormente el acortamiento sufrido por toda el área, que es el responsable de la curvatura y la inclinación al N que puede observarse en los cortes balanceados de algunas de las superficies de cabalgamiento.

GEOMETRÍA DE LA LÁMINA CABALGANTE

En los cortes restaurados I y II puede observarse la geometría de la Unidad de Correcilla en el momento final de su emplazamiento. La superficie basal sobre la que ha deslizado la unidad alóctona se sitúa paralela a la estratificación del alóctono a lo largo de prácticamente todo su trazado. Con respecto al autóctono presenta una geometría en escalera, con zonas planas, *flats*, y zonas inclinadas, «rampas», típica de los mantos de despegue.

En la parte más retrasada de la unidad alóctona aparece un antiforme de gran desarrollo (en los cortes balanceados puede observarse su flanco Norte) que tiene en su núcleo las Pizarras del Narcea, de edad Precámbrica. Este gran antiforme debe de estar relacionado con una rampa de mayor importancia, que ha permitido el ascenso de estos materiales precámbricos hasta este nivel.

En el interior de la lámina cabalgante podemos encontrar dos tipos de estructuras importantes, que son fallas y pliegues, ambas relacionadas genéticamente.

Parece lógico pensar que la lámina alóctona habría deslizado sobre la superficie general de despegue como un bloque único, sin fragmentación interna y que en el momento en que empieza a tener dificultades para proseguir su desplazamiento si continúa actuando un empuje en su parte posterior, se producirían las fracturas internas. De esta forma se empieza a producir este sistema de fallas listricas que observamos en los cortes y que dan lugar a un conjunto de escamas que se disponen de forma imbricada.

Por otro lado, el salto producido por las distintas fallas es diferente, observándose como los cabalgamientos más retrasados, correspondientes a la Escama de Lamazo y Vega Cercada, presentan un mayor salto que los de las escamas situadas por delante.

Estas fracturas se inician de abajo arriba provocando generalmente una curvatura en las capas que da lugar a la aparición de un antiforme en su parte frontal, pero, como puede verse en las restauraciones, éstos pueden presentar geometrías muy diversas.

La curvatura de las capas generada en relación con los cabalgamientos, también suele ser la responsable de la aparición en la parte trasera de las escamas de estructuras sinformales, como es el caso del Sinclinal del Pedroso y otros de menor importancia en las escamas de Geras y Lamazo. El Sinclinal de Aralla (ver cortes I' y II') además de presentar en su parte Norte una zona inclinada que constituye uno de sus flancos, presenta hacia el Sur una zona plana que está en relación con la superficie basal de cabalgamiento.

La geometría de la Escama de Amargones marca ya, como puede verse en las restauraciones I' y II', la posición de lo que mas tarde constituirá el Sinclinal de Alba, así como su morfología.

LA FALLA DE PIEDRASECHA Y EL PLEGAMIENTO DE TODA LA UNIDAD ALÓCTONA

En una etapa inmediatamente posterior a la que representan las restauraciones parciales se produciría la Falla de Piedrasecha.

La presencia del antiforme de materiales precámbricos, en la rampa posterior de la Uni-

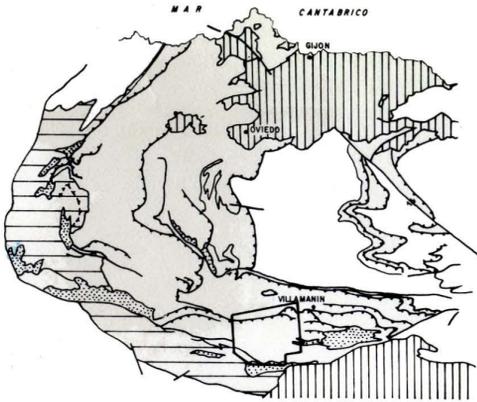
Fig. 7.—Mapa geológico de la Unidad de Correcilla en el sector situado al Este del Río Luna.

MAPA GEOLOGICO DEL MANTO DE CORRECILLA EN EL SECTOR SITUADO AL ESTE DEL RIO LUNA

Por J. ALVAREZ-MARRON
1984

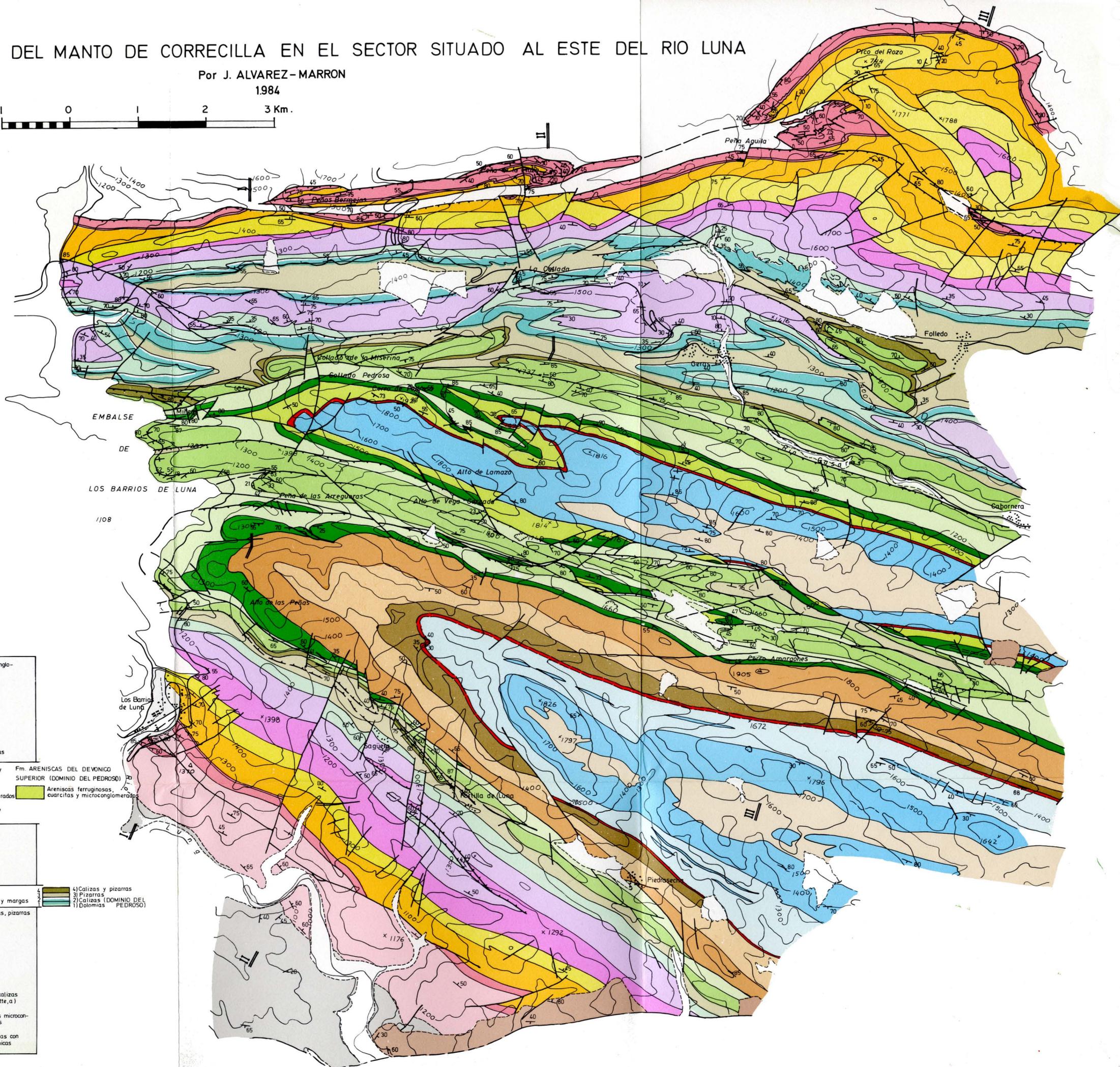


- ↘ Dirección y buzamiento de las capas
- ⊥ Buzamiento vertical
- Contacto normal
- - - Contacto discordante
- Falla
- Cabalgamiento
- - - Trazado de capas



LEYENDA

CARBONIFERO	ESTEFANIENSE (discordante)	Areniscas, pizarras, conglomerados y carbón		
	NAMURIENSE	Pizarras, areniscas y calizas		
		Fm. CALIZA DE MONTAÑA	Calizas	
	Fm. OLLEROS	Pizarras, areniscas y calizas (a)		
	VISEENSE	Fm. ALBA	Calizas rojas nodulosas	
DEVONICO	TURNESIENSE	Fm. ERMITA	Cuarcitas, areniscas y microconglomerados	
	FAMENIENSE	Fm. FUEYO	Pizarras con nódulos areniscas y conglomerados	
	FRANSIENSE	Fm. NOCEDO	Areniscas, pizarras y alguna caliza	
	GIVITIENSE	Fm. PORTILLA	Calizas	
	EIFELIENSE	Fm. HUERGAS	Pizarras y areniscas	
	EMSIENSE	Fm. SANTA LUCIA	Calizas	
	SIEGENIENSE	Fm. LA VID	3) Calizas y pizarras 2) Pizarras 1) Calizas, dolomías y margas	
	GEDIENIENSE		4) Calizas y pizarras 3) Pizarras 2) Calizas (DOMINIO DEL PEDROSO) 1) Dolomías	
	SILURICO	LUDLOW	Fm. SAN PEDRO	Areniscas ferruginosas, pizarras y algunas cuarcitas
		WENLOCK	Fm. FORMIGOSO	Pizarras negras
LLANDOVERY				
ORDOVICICO	ARENIG	Fm. BARRIOS	Cuarcitas blancas	
	TREMADOC? SUPERIOR	Fm. OVILLE	Areniscas y pizarras	
CAMBRICO	MEDIO	Fm. LANCARA	Calizas, dolomías y calizas nodulosas rojas (Griotte, a)	
	INFERIOR	Fm. HERRERIA	Areniscas feidspáticas microconglomerados y dolomías	
PRECAMBRICO			Grauwackas y pizarras con intercalaciones volcánicas	



dad de Correcilla, provoca durante su emplazamiento un aumento de la inclinación de lo que posteriormente constituirá el flanco Sur del Sinclinal de Alba; en esta etapa se produce la Falla de Piedrasecha que, procedente de este antiforme, afecta al flanco Sur del sinclinal ayudando a su cierre.

Al proseguir el acortamiento, la lámina alóctona sufre un plegamiento general, las capas, así como las distintas superficies de cabalgamiento, se presentan con diferentes posiciones frente al acortamiento; así, en este proceso, no se produce un tren de pliegues, sino que en la mayor parte de los casos sólo se produce la amplificación de pliegues ya nucleados como consecuencia del amoldamiento de las capas a las estructuras tangeenciales anteriormente producidas, dando lugar de esta forma a estructuras con características geométricas muy variadas.

COMPARACIÓN ENTRE LA ESTRUCTURA DE LA UNIDAD DE CORRECILLA Y LA DEL MANTO DE SOMIEDO.

El frente cartográfico de la Unidad de Correcilla, en su prolongación hacia el Oeste, enlaza sin grandes problemas con el del Manto de Somiedo; es por esta razón por la que, en la mayor parte de los trabajos precedentes, se ha denominado al conjunto de ambas Unidad de Somiedo-Correcilla.

A la vista de los datos aportados por este trabajo, sobre la estructura de la Unidad de Correcilla, puede establecerse una comparación con los obtenidos por Pulgar *et al.* (1983) y Heredia (1983) para el Manto de Somiedo. Es de destacar la similitud entre ambas unidades en cuanto al tipo, geometría y evolución de las estructuras mayores, así como a su sucesiva aparición en el tiempo.

Sin embargo, existen en esta zona un conjunto de estructuras que no están presentes en la unidad con la que la estamos comparando: se trata de las fallas longitudinales. Estas fallas,

tardías con respecto al resto de las estructuras, pueden presentar a veces importantes componentes de desgarre levógiro. En nuestro caso, la banda intensamente fracturada entre los sinclinales de Alba y Pedroso podría considerarse una estructura de este tipo. Su componente de desplazamiento en la horizontal y su disposición con respecto al Arco Astúrico, podrían hacer pensar en una relación de las mismas con el cierre de este último.

EL ACORTAMIENTO EN EL INTERIOR DE LA LÁMINA ALÓCTONA Y LA SUPERPOSICIÓN TECTÓNICA

A partir de los cortes balanceados pueden hacerse estimaciones de la cantidad de acortamiento sufrido en el interior de la lámina alóctona debido a pliegues y escamas, es decir, sin tener en cuenta el acortamiento que supone el deslizamiento del manto sobre su autóctono relativo. Así, se ha medido sobre el corte II, la longitud inicial y final de la Formación Barrios, entre las charnelas de los sinclinales situados a ambos extremos del mismo, y se ha obtenido un valor del acortamiento del 33 %. Esta cantidad puede considerarse como un dato estimativo aproximado, que puede dar una idea del orden de valores que puede alcanzar la cantidad de acortamiento en el interior de la lámina alóctona.

También se ha medido sobre la restauración II', el valor del desplazamiento que supone solamente la cantidad de superposición tectónica (es un valor mínimo). En este caso se ha medido desde el punto en que comienza a ascender la superficie basal de despegue, es decir, en el inicio de la primera rampa, hasta la parte más adelantada de la unidad y se ha obtenido un valor de 8,5 km. Este dato puede ser considerado como una apreciación de la mínima cantidad de desplazamiento sufrido por la Unidad de Correcilla. Este dato contrasta con la cantidad estimada por Sitter (1962) que le atribuía un desplazamiento en torno a 3 km.

AGRADECIMIENTOS

Esta publicación constituye un resumen de la Tesis de Licenciatura de la autora, realizada bajo la dirección del Dr. J. A. Pulgar y presentada en la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo, en junio de 1984. Este trabajo ha sido realizado en el marco del

convenio suscrito por el I.G.A. y el I.G.M.E. para el estudio de los Mantos Cantábricos.

Agradezco a los Drs. A. Pérez-Estaún y F. Bastida la lectura crítica del manuscrito.

BIBLIOGRAFIA

- Bastida, F., Marcos, A., Arbolea, M. L. y Méndez, L. (1976).—La Unidad de Peña Corada y su relación con el Manto del Esla (Zona Cantábrica NW de España). *Brev. Geol. Ast.*, 20 (4), 49-55.
- Boyer, S. E. y Elliot, D. (1982).—Thrust Systems. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66 (9), 1.196-1.230.
- Comte, P. (1959).—Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 60, 1-440.
- Dahlstrom, C. D. A. (1969).—Balanced cross sections. *Canad. Jour. Earth Sci.*, 6, 743-757.
- (1970).—Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 18, 332-406.
- Elliot, D. y Johnson, M. R. W. (1980).—Structural evolution in the northern part of Moine thrust belt, NW Scotland. *Trans. Soc. Edimburgo: Earth Sci.*, 71, 69-96.
- Evers, H. J. (1967).—Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41, 83-151.
- García-Alcalde, J. L., Menéndez-Alvarez, J. R., García-López, S. y Soto, F. (1985).—El Devónico superior y el Carbonífero inferior del Sinclinal de Beberino (Pola de Gordón, León, NO de España) *C. R. Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1983, 2, 375-386.
- Heredía Carballo, N. (1983).—La estructura de la Escama de Villar de Vildas (Manto de Somiedo, Zona Cantábrica). Tesis de Licenciatura, Univ. Oviedo, 53 pp.
- Higgins, A. C. y Wagner-Gentis, C. H. T. (1982).—Conodonts, goniatites and biostratigraphy of the earlier Carboniferous from the Cantabrian Mountains, Spain. *Palaeont. Assoc., London*, 25 (2), 313-350.
- Hossack, J. R. (1979).—The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review. *Jour. Geol. Soc.*, 126 (6), 705-711.
- Juivert, M. (1967).—La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 1, 59-76.
- y 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. Hisp.*, 2 (5), 107-110.
- y Marcos, A. (1973).—Superimposed folding under flexural condition in the Cantabrian zone (Hercinian Cordillera NW Spain). *Am. Jour. Sci.*, 293, 353-375.
- Loevezijn, G. B. S. van (1983).—Upper Devonian block movements and sedimentation in the Astur-Leonese Basin (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 52 (2), 185-192.
- y Raven, J. G. M. (1983).—The upper Devonian deposits in the northern part of Leon (Cantabrian Mountains, Northwestern Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 52 (2), 179-183.
- López-Díaz, F. (1984).—La estructura de la Unidad de Abelas (León, Zona Cantábrica). Tesis de Licenciatura, Universidad de Oviedo, 68 pp.
- McKlay, K. R. (1981).—What is a thrust? What is a nappe? In: K. R. McKlay y N. J. Price (Eds.). *Thrust and Nappe Tectonics. Geol. Soc. Special Publ.*, 9, 7-9.
- Mohanti, M. (1972).—The Portilla Formation (middle Devonian) of the Alba syncline, Cantabrian Mountains, Prov. Leon Northwestern Spain: Carbonate facies and Rhynchonellid palaeontology. *Leidse Geol. Meded.*, 48, 135-205.
- Moore, L. R., Neves, R., Wagner, R. H. y Wagner-Gentis, C. H. T. (1971).—The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanin area of northern Leon, NW Spain. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 3, 307-363.
- Ortega Girones, E. (1977).—Estructura de la Unidad de Somiedo-Correcilla en el valle del río Bernesga (León). Tesis de Licenciatura, Univ. Oviedo.
- Price, R. A. (1981).—The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. In: *Thrusts and Nappe Tectonics*, K. R. McKlay y N. J. Price, (Eds.), *Special Publ. Geol. Soc. London*, 9, 427-448.
- y Mountjoy, E. W. (1970).—Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains Between Bow and Athabasca rivers. A progress report. *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper*, 6, 7-25.
- Pulgar, J. A., Pérez-Estaún, A., Marcos, A. y Bastida, F. (1983).—La estructura del Manto de Somiedo. *Fondo Doc. Inst. Geol. Min. España*, 43 pp.
- Ramsay, J. G. (1967).—*Plegamiento y fracturación de rocas*. McGraw Hill, New York, 520-555.
- Reijers, T. J. A. (1973).—Hinge movements influencing deposition during the upper Devonian in the Esla area of the Cantabrian Mountains, Spain. *Geol. Mijn.*, 53 (1), 13-21.
- Rodríguez-Fernández, L. R., García-Alcalde, J. L., Menéndez-Alvarez, J. R. (1985). La sucesión del Devónico superior y Carbonífero inferior en el Sinclinal de Alba (León, NO de España). *C. R. X Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1983, 1, 133-144.
- Rupke, J. (1965).—The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 32, 1-74.
- Sitter, L. U. de (1962).—The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 26, 255-264.
- Staalduinen, C. J. van (1973).—Geology of the area between the Luna and Torio rivers. Southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 202 pp.
- Tarrio, L. (1972).—Estudio geológico de los frentes de la Unidad de Somiedo-Correcilla en la región comprendida entre los ríos Luna y Bernesga. Tesis de Licenciatura, Univ. de Oviedo, 29 pp.
- Thompson, R. I. (1979).—A structural interpretation across part of the Northern Rocky Mountains, British Columbia Canada. *Canad. Jour. Earth Sci.*, 16 (6), 1.228-1.241.
- Truyols, J. y Sánchez de Posada, L. (1983).—El Carbonífero inferior y medio en la región de pliegues y mantos. *X Congr. Int. Estrat. Geol. Carb.: El Carbonífero y Pérmico de España*. I.G.M.E. Cap. II, 4, 39-58.
- Wagner, R. H., Winkler Prins, C. F. y Riding, R. E. (1971).—Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern Leon, Spain (with a «Note on some goniatite faunas» by C. H. T. Wagner-Gentis). *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 4, 603-663.