

# LA ESTRUCTURA DEL BORDE SUDOESTE DE LA CUENCA CARBONIFERA CENTRAL (ZONA CANTABRICA, NW DE ESPAÑA)

J. ALLER

TRABAJOS DE GEOLOGIA Aller, J. (1981).—La estructura del borde sudoeste de la Cuenca Carbonífera Central (Zona Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 11, 3-14.



Se ha estudiado el borde SW de la Cuenca Carbonífera Central, zona caracterizada por el predominio de materiales de edad carbonífera en facies esencialmente terrígenas. Las características de los materiales han permitido la diferenciación de dos unidades separadas por una zona de fractura situada en la vertiente W del Valle del Huerna. La cartografía geológica presentada permite reconocer un área complejamente plegada. Se han estudiado las características de las sucesivas fases de plegamiento que es posible diferenciar: los dos grandes sistemas de pliegues, N-S y E-W. Respecto a las estructuras tardías: fallas y esquistosidad, se ha realizado un estudio de esta última atendiendo a su localización, relación con otras estructuras, características microscópicas y posible significado. Por último se presentan algunos datos sobre el grado metamórfico de las series en una parte de la zona estudiada.

The southwestern border of the Central Coal Basin has been studied. This zone is characterized by predominance of mainly detritic carboniferous rocks. The nature of materials has allowed the differentiation of two zones, the Western and Eastern Units, separated by a thrust in the western slope of the Huerna Valley. The presented geologic map shows a complexly folded zone. The characteristics of the two main fold systems, N-S and E-W are described. Late structures are faults and cleavage, this last has been studied regarding its extension, relation to other structures, microscopic aspect and possible meaning. To end a few data about metamorphism are presented.

*Jesús Aller, Departamento de Geotectónica, Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 30 de marzo de 1981.*

La zona estudiada comprende el borde SW de la Cuenca Carbonífera Central, siendo sus límites la falla de León por el sur y el frente de la Unidad de La Sobia-Bodón por el oeste. Se trata de una sucesión de materiales de edad esencialmente carbonífera que fueron deformados durante la Orogénesis Herciniana.

Las primeras aportaciones al conocimiento geológico de esta región se deben a los trabajos de Schulz (1858), Barrois (1882), Adaro (1926) y Dirección General de Minas (1948) que van perfeccionando el conocimiento geológico sobre la Cuenca Carbonífera Central. A pesar de esto apenas existen aún ideas sobre la estructura del área estudiada.

En una segunda etapa debemos considerar los trabajos de Llopis-Lladó (1954) y García Fuente (1959); estos autores presentan cartografías parciales de la zona. Aunque se aportan nuevos

datos sigue sin existir un esquema coherente que explique la deformación.

En los últimos años se ha de hacer referencia a la síntesis sobre la estratigrafía de la Cuenca Carbonífera Central debida a García-Loygorri *et al.* (1971) y los trabajos estructurales de Marcos (1968, 1968b) y Martínez-Alvarez *et al.* (1968) que tratan de una manera marginal la zona, de forma que su estructura sigue siendo esquemática. Ha de citarse también el estudio de Velando *et al.* (1976) para la Hoja de Pola de Lena del Mapa Geológico de España a escala 1 : 50.000, que clarifica algunos aspectos relativos a la estratigrafía y estructura de la zona.

## ESTRATIGRAFIA

En el área estudiada se pueden distinguir dos tipos de secuencias del Carbonífero, que se en-

cuentran separadas por una zona de fracturación a lo largo de la vertiente occidental del valle del Huerna y su prolongación hacia el norte. Hablaremos por lo tanto de una Unidad Occidental y de una Unidad Oriental.

#### UNIDAD OCCIDENTAL

En el muro de la secuencia carbonífera encontramos Devónico en la zona de Peña Ubiña. Allí éste consta de una serie inferior de dolomías, calizas y pizarras (Formación La Vid de edad Devónico inferior) a la que se superpone después de una laguna estratigráfica un pequeño espesor de cuarcitas y areniscas que no ha sido cartografiado (Formación Ermita, del Devónico superior).

El Carbonífero comienza con unos metros de calizas blancas que deben corresponder a la Formación Candamo de zonas próximas (Pello, 1972). Por encima se encuentra la caliza «griotte» de edad visense.

La Caliza de Montaña, situada inmediatamente encima, presenta un miembro inferior laminado y de color oscuro al que se superpone una caliza masiva y de color más claro (Formaciones Barcaliente y Valdeteja, de Wagner *et al.*, 1971); no obstante se ha cartografiado la Caliza de Montaña como una sola formación.

En la Unidad Occidental por encima de la Caliza de Montaña se desarrollan secuencias cíclicas en las que existen frecuentemente calizas en la base. Citaremos las características observadas en la serie que aflora en la zona sur del Aramo; allí en una secuencia completa se encuentran sobre la caliza pizarras que hacia arriba empiezan a tener intercalaciones arenosas; al final aparece una arenisca sobre la cual se desarrolla un suelo de vegetación y una pequeña capa de carbón.

A una distancia estratigráfica variable del techo de la Caliza de Montaña, pero que oscila alrededor de los 650 m, desaparecen las calizas y nos encontramos con una serie de pizarras, exclusivamente con intercalaciones de areniscas o cuarcitas.

En esta Unidad Occidental se ha cartografiado el contacto entre estas dos series, para las que se han utilizado los nombres de Serie Superior y Serie Inferior, así como las intercalaciones areniscosas y calcáreas más importantes dentro de ellas.

Respecto a la edad precisa de la sucesión

carbonífera sólo se puede decir que la Caliza de Montaña debe ser en general Namuriense; se ha citado una flora Namuriense o Wesfaliense A en la sucesión productiva con calizas que existe encima de ella (Julivert, 1960), lo que establece un límite superior para la edad de la Caliza de Montaña en esta zona. No se conocen datos que indiquen la edad del límite entre las Series Superior e Inferior.

#### UNIDAD ORIENTAL

Forma parte del sector oriental de la Cuenca Carbonífera Central que ya ha sido distinguido en otros trabajos (García-Loygorri *et al.*, 1971).

Los niveles más bajos que afloran lo hacen en el núcleo del anticlinal de Piedrafita; se trata del Paquete Fresnedo con pizarras marrones en las que se intercalan areniscas; por encima se sitúa la Caliza de Peña Redonda, una intercalación de calizas grises con un espesor aproximado de 200 m, cuya edad se ha determinado en otras zonas como Westfaliense A (Martínez Díaz, 1970).

En la Cuenca Carbonífera Central se han definido una serie de Paquetes (García-Loygorri *et al.*, 1971) por encima de la Caliza de Montaña; no obstante, exceptuando el Paquete Fresnedo y la Caliza de Peña Redonda ya citados, el resto de los Paquetes no son fácilmente cartografiables en la Unidad Oriental. A grandes rasgos por encima de la Caliza de Peña Redonda se desarrolla una secuencia donde predominan las pizarras; en éstas se intercalan niveles calcáreos y areniscosos de una forma cíclica (las calizas suelen desarrollarse sobre los niveles areniscosos); las calizas son de tonos grises a lo largo de toda la sucesión y las areniscas tienen en muchos casos carácter poligénico, siendo algunas veces cuarcíticas.

En la zona de Peña Furada (al NE de Campomanes), se observa una transición clara de esta serie con abundantes bancos calcáreos a otra donde las pizarras tienen fundamentalmente sólo intercalaciones arenosas. Aquí se ha situado un límite cartográfico que luego se ha extendido al resto de la Unidad Oriental, aunque hacia el sur y al este el límite es mucho más gradual y se encuentran todavía intercalaciones calcáreas de pequeño espesor en la serie más alta. Esto hace en muchos casos problemático y artificial el límite entre las dos series. Se han cartografiado también los niveles más importantes de calizas y areniscas.

Existen datos sobre la edad de esta serie superior en la zona de Pajares (Wagner, 1962, 1963) que indican un posible Westfaliense C.

RELACIÓN ENTRE LOS MATERIALES DE LAS UNIDADES OCCIDENTAL Y ORIENTAL

En este trabajo no se aporta ningún tipo de análisis cronoestratigráfico ni sedimentológico, por lo tanto sólo se podrá realizar una aproximación muy somera a esta cuestión tan interesante. Únicamente hay algunos puntos que parecen claros desde un punto de vista litoestratigráfico:

1) En las dos unidades se aprecia la transición de una serie inferior donde existen calizas

a otra superior donde éstas son más raras y de menor espesor o no existen.

2) Las columnas típicas (Fig. 1) se ha definido en los extremos de la zona; de hecho no hay afloramientos de la Caliza de Peña Redonda al E del anticlinal de Piedrafita.

De lo anteriormente dicho se deduce que en las dos unidades existen unas características en mucho similares, siendo posible y lógico que se dé una transición gradual de una a otra. Esta transición estaría enmascarada en parte por el solapamiento entre ambas unidades en el cabalgamiento de la ladera W del valle del Huerna (Fig. 1). Debido a esto en ambas unidades se han cartografiado con la misma trama las dos series inferiores y las dos superiores.

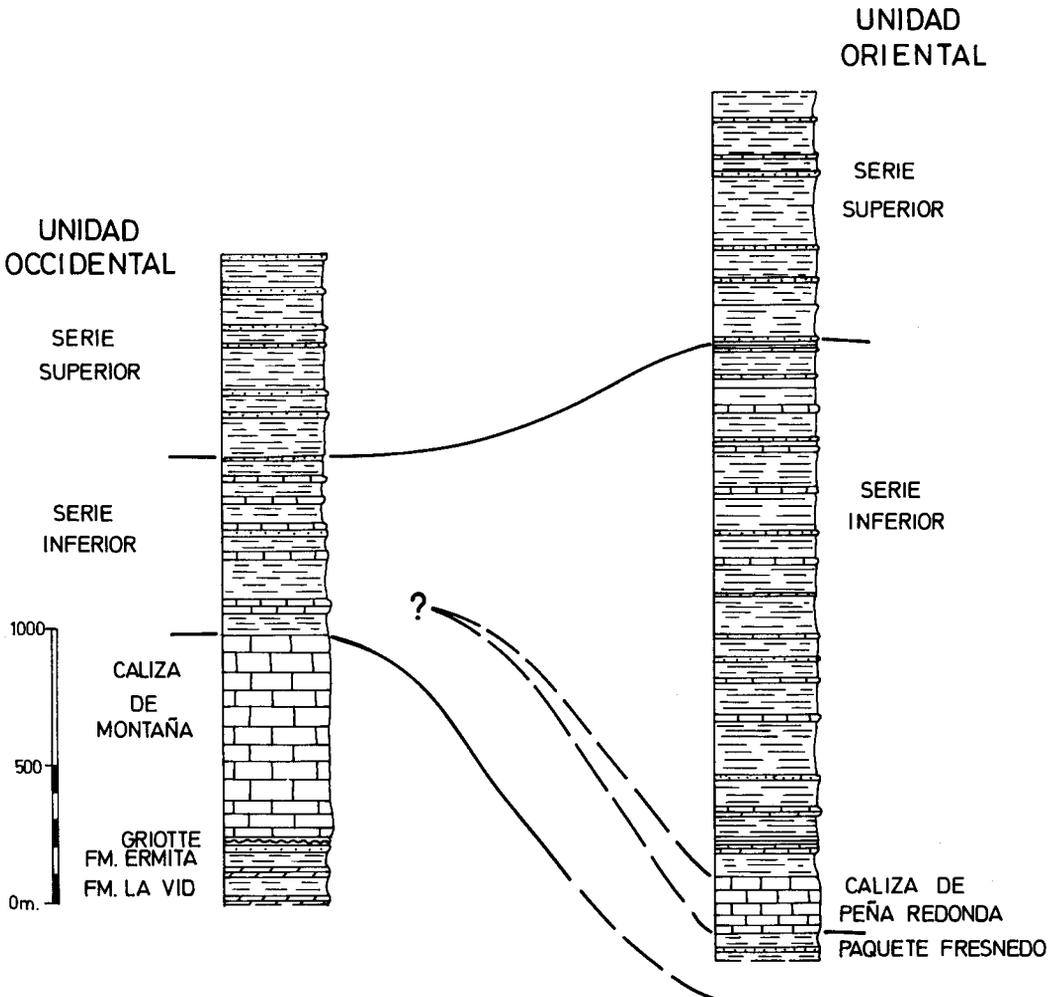


Fig. 1.-Correlación litoestratigráfica entre las series de la Universidad Occidental y la Unidad Oriental.

## TECTONICA

De la observación de la cartografía presentada (Fig. 2), especialmente del trazado del contacto entre las series inferior y superior se deduce la existencia de abundantes pliegues. En este conjunto es fácil distinguir la interferencia de dos tipos de estructuras; por un lado existen pliegues con la traza axial en una posición norte-sur bastante constante; éstos se presentan al lado de otros que a veces los deforman y tienen la traza axial en una posición más variable, desde NE-SW hasta NNW-SSE (Fig. 3).

Otras estructuras son por un lado los cabalgamientos y por otro las estructuras tardías: las fallas que cortan netamente a los pliegues y la esquistosidad que con sus estructuras asociadas afecta a una parte importante de la zona estudiada.

## LOS CABALGAMIENTOS

Describiremos por separado el cabalgamiento del Huerna que marca el límite entre las Unidades Oriental y Occidental y los cabalgamientos que se desarrollan dentro de la Unidad Occidental.

*El cabalgamiento del Huerna.*—Su trazado en

la cartografía, así como una serie de cortes transversales se muestran en la Fig. 4. La superficie de cabalgamiento como puede verse corta a veces pliegues en el autóctono (cortes 3 y 4), pero en general es doblada por los pliegues N-S (ver la cartografía al N de Zureda y al SW de la Peña La Portiella), adoptando posiciones variables. Se observa un paralelismo grosero entre la superficie de cabalgamiento y la estratificación en el alóctono; en la base de la sucesión alóctona se suele encontrar una caliza potente que aunque no se dispone de datos de edad debe corresponder a alguna de las intercalaciones gruesas de caliza que aparecen por encima de la caliza de Montaña más al W. Respecto al autóctono a veces es cabalgada la serie inferior y a veces la superior, apreciándose un ascenso hacia el este de la superficie de cabalgamiento (ver cortes).

La edad del cabalgamiento sería anterior, al menos en parte, a los pliegues N-S y aunque no es posible evaluar el desplazamiento con exactitud, produce como ya se ha visto un cambio paleogeográfico notable.

*Los cabalgamientos de la Unidad Occidental.*—El cabalgamiento el Aramo es una estructura que se conoce desde antiguo al N de la

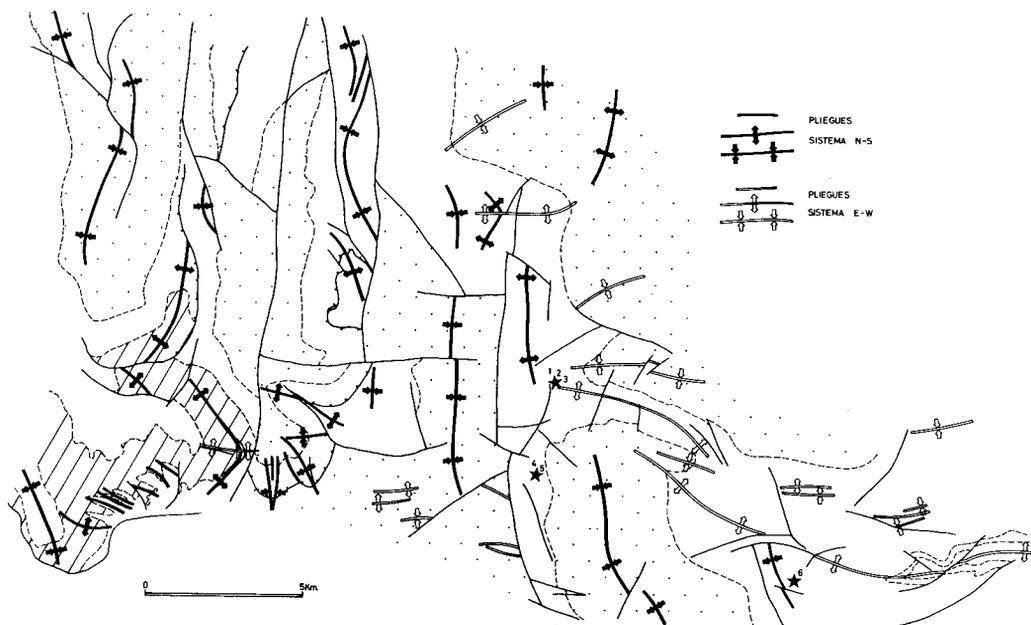


Fig. 3.—Esquema tectónico. Con números del 1 al 6 se señalan las localidades de las muestras para rayos X y estudio al microscopio de la esquistosidad.

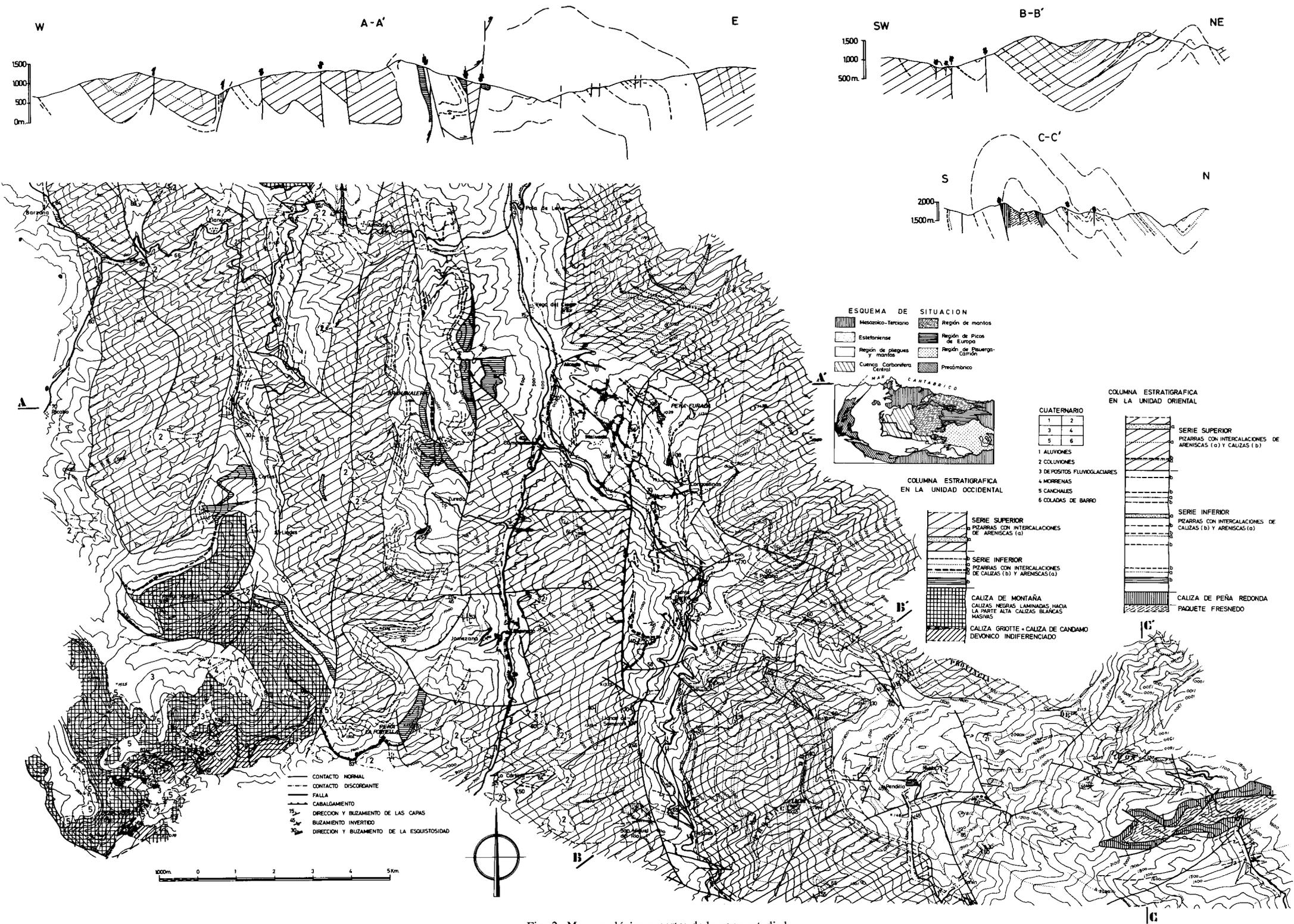


Fig. 2.-Mapa geológico y cortes de la zona estudiada.

zona estudiada (Pello, 1972); su prolongación hacia el sur sigue el núcleo de un anticlinal al E del collado de la Cobertoria hasta que es interrumpido por una fractura transversal. No obstante volvemos a encontrarlo un kilómetro al W, de nuevo con un trazado N-S y siguiendo un núcleo anticlinal. Más hacia el sur en la zona de Peña Rueda pasa a cortar transversalmente al anticlinal, debido posiblemente a un rejeugo posterior cuyo significado se discutirá más adelante. El cabalgamiento corta a los pliegues N-S, permitiendo que cabalguen a veces niveles más modernos sobre otros más antiguos.

Otra estructura que se puede incluir en este grupo es el cabalgamiento localizable en la zona del Collau del Oro, que también se sigue hacia el norte, ocupando el núcleo de un anticlinal N-S.

LOS PLIEGUES N-S

Se trata de pliegues en general abiertos (Fig. 5, A y B); el ángulo entre flancos suele variar entre 50 y 90 grados, pudiendo ser mayor en algunos casos; las trazas axiales se mantienen en una posición N-S bastante constante. La vergencia es en general al W, desarrollándose con frecuencia flancos inversos; no obstante en algunos casos pueden encontrarse pliegues vergentes al E con un flanco inverso desarrollado. Las estructuras más importantes de esta fase son:

*El sinclinal del Cellón.*—Su terminación norte es contra un anticlinal transversal lo que le da forma de cubeta alargada. El ángulo entre flancos puede tomar un valor medio de 75 grados. Prácticamente no tiene vergencia.

*El sinclinal del Huerna.*—Se desarrolla en la ladera este del valle del Huerna limitado por fallas. Su terminación sur es también en forma de cubeta contra una zona con tectónica transversal.

*El sinclinal de Cobertoria.*—De esta estructura hay que destacar dos aspectos: su vergencia al este con desarrollo de un flanco occidental invertido y su terminación meridional en forma de cubeta contra el anticlinal de Peña Furada (transversal).

En la Unidad Occidental aparecen una serie de pliegues que no llegan a tener un desarrollo

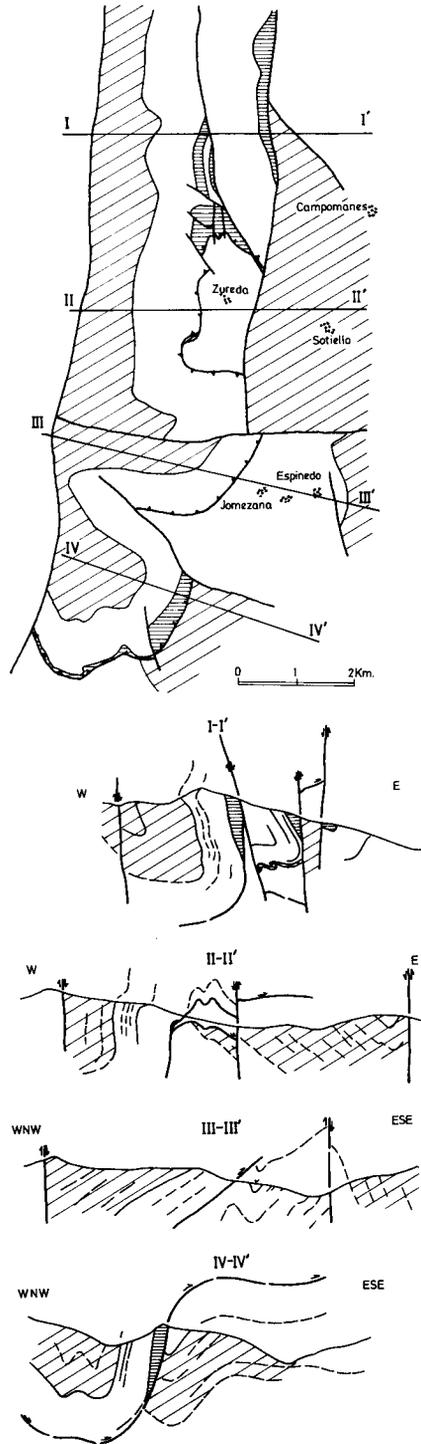


Fig. 4.—Trazado del cabalgamiento del Valle del Huerna y cortes geológicos.

completo al estar rotos por fracturas de trazado N-S; estos pliegues presentan una vergencia acusada al W. Se trata de los siguientes:

*El sinclinal de Brañavalera:* Se prolonga desde Brañavalera hacia el sur, donde aflora su núcleo roto por una fractura; al sur de ésta se desarrollan pliegues en la zona de la Peña La Portiella con el eje bastante verticalizado que deben ser considerados también pliegues de este episodio de deformación.

*El anticlinal de Peña Rueda y el anticlinal de Armada:* El anticlinal de Armada situado al SE del Aramo está roto en su núcleo por el cabalgamiento del Aramo. El anticlinal de Peña Rueda también está roto en su núcleo de forma parecida; ambas estructuras se relevan de norte a sur si suponemos un juego favorable de las fracturas transversales que las cortan.

Hacia el sur este anticlinal puede seguirse aunque es cortado por fracturas transversales y su traza axial dibuja fuertes inflexiones. Evidentemente ha sido plegado transversalmente después de su formación (Marcos, 1968b).

*El Sinclinal de Llagüezos y el sinclinal del Collau del Oro:* También vergentes al W, su desarrollo se observa en la cartografía.

*Los pliegues de Ubiña:* En el valle de Tuiza se encuentran una serie de pliegues muy apretados que afectan al Devónico y los niveles basales del carbonífero; sus ejes están muy verticalizados en una posición anómala para pliegues del sistema N-S. Esta posición puede ser causada por la fuerte tectónica posterior que afecta a la zona; de hecho el sinclinal que dibujan las pizarras de la serie inferior al NW de Peña Ubiña tiene una traza axial ya en posición NNW-SSE.

#### LOS PLIEGUES ESTE-OESTE

Se trata de pliegues cuyo ángulo entre flancos varía de 90 a 45 grados. La posición de las trazas axiales es más variable que en los pliegues N-S, NE-SW hasta NNW-SSE. La vergencia, en los casos en que está desarrollada, es el sur (Fig. 5, C y D).

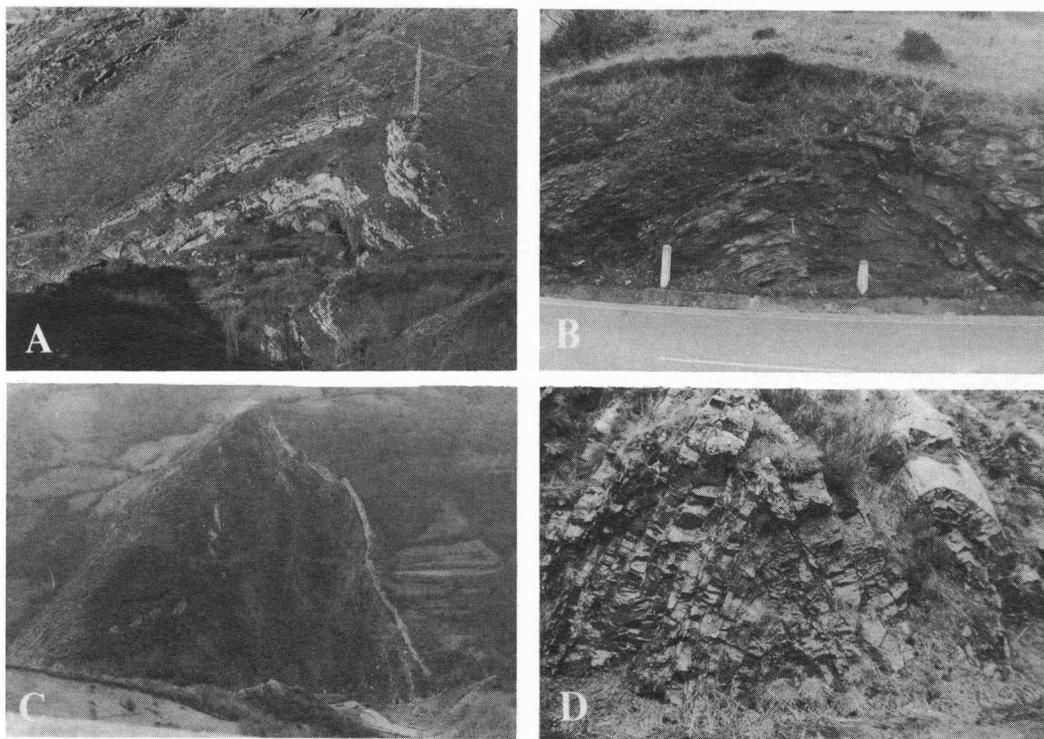


Fig. 5.—A: Zona de charnela de anticlinal N-S cerca del túnel Congostinas (N a la dcha. aproximadamente). B: Anticlinal N-S en la subida del Puerto de Pajares (W a la dcha. aproximadamente). C: Anticlinal del sistema E-W al norte de San Miguel del Río (W a la dcha.). D: Anticlinal «chevron» del sistema E-W al S de Tonín (S a la dcha.).

Las estructuras más importantes atribuibles a esta fase son:

*El anticlinal de Piedrafita:* Es dibujado de una manera espectacular por la caliza de Peña Redonda en el extremo SE de la zona. Pliegue apretado vergente al sur; roto por fracturas llega hasta las inmediaciones de Pendilla, donde termina contra el flanco E del sinclinal del Cellón.

*El anticlinal de Torones:* Se sigue desde Puente los Fierros hasta el Collado Propinde, siendo el anticlinal transversal que hace terminar por el norte el sinclinal del Cellón. Su zona de charnela se encuentra muchas veces tectonizada.

*El sinclinal de Sta. Cristina, el anticlinal de Peña Furada y el sinclinal de Linares:* Son tres pliegues que se desarrollan de una manera escalonada de NW a SE con el eje a veces fuertemente inclinado al E.

En la zona de Peña Rueda-Tapinón también se desarrollan pliegues del sistema E-W. En la cartografía puede verse cómo doblan claramente a los pliegues N-S, asociándose a ellos fallas inversas, que también puede verse cómo cortan a los pliegues N-S transversalmente; una de estas fallas se sitúa en prolongación del cabalgamiento del Aramo. Su formación debe relacionarse con estadios tardíos en la evolución de los pliegues del sistema E-W.

#### EL MODELO DE INTERFERENCIA DE LOS DOS SISTEMAS DE PLIEGUES

Los datos experimentales sobre superposición de pliegues (Ghosh & Ramberg, 1968; Skjerna, 1975) indican que es posible distinguir un caso de compresión simultánea en dos direcciones perpendiculares de otro en que se comprime primero en una dirección y luego en la otra. Esto es debido a que en el primer caso los pliegues presentan frecuentes virgaciones y morfologías de domos y cubetas puras; en el segundo los pliegues de las sucesivas generaciones forman grupos mucho mejor diferenciados; como éste parece ser el caso de la zona estudiada se discutirán los criterios que pueden utilizarse para averiguar la edad relativa de los dos sistemas de pliegues.

Respecto a la edad relativa de los dos sistemas de pliegues existen evidencias cartográficas. Un primer dato lo constituye la estabilidad

menor de los ejes de los pliegues E-W, hecho que se constata observando la cartografía. Según Ramsay (1967) esto indicaría una mayor dispersión en la posición de la estratificación al formarse éstos que al formarse los N-S; la explicación más simple de esto es que cuando se formaron los E-W, los N-S ya habían producido una deformación de la estratificación.

No obstante la evidencia más clara de que los N-S son anteriores la tenemos en las estructuras de interferencia que se desarrollan en el sector sur-occidental de la zona estudiada. El anticlinal de Peña Rueda, vergente al W es violentamente doblado en la zona de Peña Rueda y el Tapinón por pliegues que por su posición pueden considerarse del sistema E-W (Fig. 3). El modelo de interferencia se adapta en este caso al tipo II de Ramsay (1967); para el resto de la zona la morfología general cuando existen interferencias es de domos y cubetas alargados aproximándonos a las estructuras del tipo I de Ramsay. Este esquema encaja con el modelo de deformación que fue propuesto por Julivert & Marcos (1973) para el conjunto de la Zona Cantábrica. Los pliegues N-S corresponderían a su sistema longitudinal y los E-W a su sistema transversal.

#### LOS NIVELES TECTÓNICOS

En la Unidad Oriental se observa en muchos casos un notable cambio en el estilo de la deformación al pasar de la serie inferior a la serie superior. En la serie superior encontramos estructuras muy regulares, de gran longitud de onda y periódicas, que a grandes rasgos se siguen desarrollando con igual periodicidad en la Unidad Occidental (obsérvese en la cartografía la disposición de los sinclinales del Cellón, el Huerna, Brañavalera y el Collau del Oro; obsérvese también la disposición del sinclinal de Sta. Cristina, el anticlinal de Peña Furada y el sinclinal de Linares). Sin embargo en la serie inferior de la Unidad Oriental la estructura tiene carácter distinto: se desarrollan pliegues de menor longitud de onda y existe un mayor número de fracturas; esto hace que en la cartografía contraste la estructura simple dibujada por la serie superior, con la mayor complejidad desarrollada en las zonas anticlinales donde aflora la serie inferior.

La explicación de esto debe buscarse en que la serie superior, que forma un paquete más competente con sus frecuentes intercalaciones

arenosas, desarrolla una estructura regular de gran longitud de onda a la que se adapta la serie inferior; en esta última los niveles calcáreos aislados dan lugar a estructuras de menor longitud de onda tendiendo muchas veces a formas disarmónicas.

Estas consideraciones no son aplicables a la Unidad Occidental donde el menor espesor de la serie inferior y la proximidad de la caliza de montaña hacen que no existan allí en general estructuras propias en dicha serie inferior.

**ESTRUCTURAS TARDÍAS**

Se consideran aquí por un lado las fracturas de trazado rectilíneo que cortan a los pliegues y por otro la esquistosidad con pliegues asociados que se desarrolla en una parte de la zona estudiada.

A) *La esquistosidad.*—En el valle de Pajares y la parte sur del valle del Huerna, limitada al norte aproximadamente por la línea Campomanes-Malvedo-Estación de Congostinas, así como en la parte leonesa de la zona, se desarrolla muchas veces una esquistosidad con aspecto variable desde una esquistosidad de fractura hasta una esquistosidad de flujo penetrativa. La posición en el afloramiento es por lo general bastante horizontal (Fig. 6) y, donde puede estudiarse su relación con los pliegues de los dos sistemas ya descritos, se ve que los corta, presentando a veces el aspecto de la esquistosidad concéntrica de De Sitter (1964): por ejemplo en el corte de la carretera 500 m al norte de S.

Miguel del Río (pliegues transversales) o en el corte del sinclinal del Cellón por el valle que sube al E de Pajares.

*Estructuras que se encuentran relacionadas con la esquistosidad.*—En algunos casos se encuentran pliegues en los que la esquistosidad ocupa una posición de plano axial; estos pliegues deben ser por lo tanto relacionados con la formación de la esquistosidad. El ejemplo más importante de estos pliegues a nivel cartográfico es el anticlinal que se desarrolla en la zona del alto del Corullo y es observable desde la carretera que sube al Puerto de Pajares (Fig. 7-A). Otros pliegues con este origen a menor escala se muestran en la Fig. 7, B y C.

Según los criterios generalmente admitidos la esquistosidad se forma perpendicularmente a la dirección de máximo aplastamiento; esto significa que la esquistosidad tardía que describimos se relaciona con un aplastamiento subvertical; la causa de éste debe de estar en la relajación de los esfuerzos horizontales al final de la orogénea, que hace que predomine el peso de los materiales. Sería un proceso similar al que origina las estructuras de fase IV en la Zona Asturoccidental-leonesa (Bastida & Pulgar, 1978).

Muy localmente, la esquistosidad se encuentra plegada a la escala del afloramiento (Fig. 7-D). En la zona del Cellón y Pajares se encuentran también estructuras que deforman la esquistosidad horizontal; se trata de esquistosidades de fractura, micropliegues y kink-bands, que forman varios sistemas. Nunca se reconoce

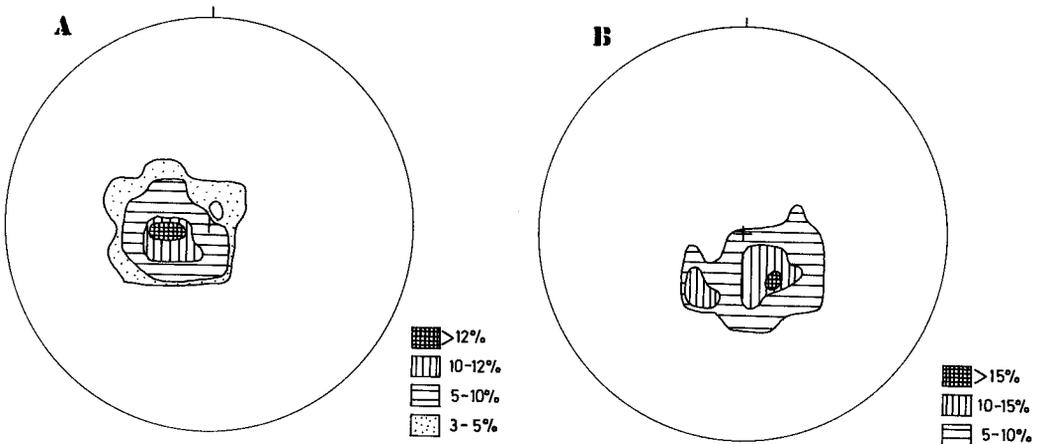


Fig. 6.—Proyección de datos de esquistosidad en el Valle de Pajares. A: Carretera general, 166 datos. B: Camino de Llanos de Somerón, 56 datos.

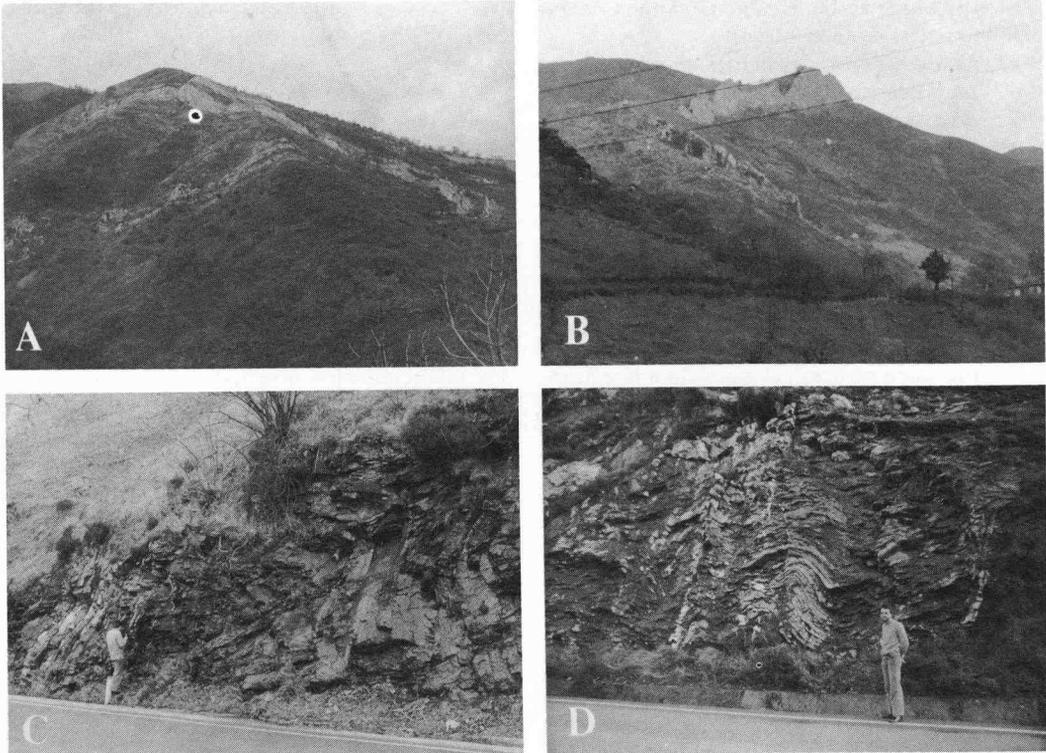


Fig. 7.-A: El anticlinal del Corullo (N a la dcha.). B: Anticlinal con la esquistosidad de plano axial al NW de Navedo. C: Pliegues con la esquistosidad visible de plano axial en la subida del Puerto de Pajares (loc. 4). D: Pliegues que deforman la esquistosidad al S de Puente los Fierros (N a la izqda.).

una relación con estructuras mayores a escala del afloramiento.

*La esquistosidad al microscopio.*—Se ha observado el aspecto de la esquistosidad en las distintas litologías, sobre muestras recogidas en los valles de Pajares y Tonín.

1) Areniscas.—La esquistosidad está definida por lamelas de esquistosidad (White & Knipe, 1978) formadas por acumulación de insolubles, así como por recristalización de minerales micáceos longitudinalmente a la lamela. Las lamelas bordean los granos y engloban dominios lenticulares (White & Knipe, op. cit.). En las muestras con esquistosidad mejor desarrollada las lamelas se hacen más penetrativas y aumenta la deformación de los granos en los dominios lenticulares (mayor cantidad de subgranos y extinciones ondulantes, así como bandas y lamelas de deformación en los granos de cuarzo).

En las areniscas más cuarcíticas no existen lamelas de esquistosidad y la deformación en

los granos de cuarzo es mayor, con frecuentes bordes recristalizados.

2) Calizas.—Se estudió una muestra de caliza esparítica con algunos fragmentos bioclásicos. La esquistosidad está definida por láminas de acumulación de insolubles. En algunas zonas se ve como fragmentos fósiles son cortados bruscamente por láminas que deben tener un significado de bandas de disolución por presión (Fig. 8-A).

3) Pizarras.—Las pizarras que se han estudiado suelen contener también una cierta fracción de materia carbonosa, así como granos de tamaño arena de cuarzo, moscovita y clorita esencialmente, con cemento diagenético de clorita y sericita.

Al igual que en las areniscas se desarrolla una estructura de lamelas y dominios lenticulares (Fig. 8-B). Las lamelas tienen el mismo significado que en las areniscas. En los dominios lenticulares, aparte de una matriz con aspecto re-

cristalizado que no tiene en general una orientación marcada, se encuentran:

- a) Cuarzo: de origen detrítico; en muestras muy deformadas los granos están alargados, con evidencias de recrecimiento en los bordes según la esquistosidad.
- b) Moscovita: fragmentos alargados según la estratificación, con aspecto alterado.
- c) Clorita: tiende a orientarse con la exfoliación perpendicular a la esquistosidad; en algunos casos de láminas con esquistosidad poco desarrollada puede tratarse de cloritas diagenéticas o incluso sedimentarias cuya posición es paralela a la estratificación. En otros casos se trata de cloritas que forman sistemáticamente ángulos altos con la esquistosidad y a veces con la estratificación en muestras más deformadas; debe tratarse de cloritas cristalizadas en relación con el desarrollo de la esquistosidad. Serían equivalentes a las

«vainas de clorita» de White & Knipe (1978) y Roy (1978).

*Discusión sobre los mecanismos que parecen implicados en la formación de la esquistosidad.*—Se han encontrado evidencias claras de la actuación de dos de los mecanismos que clásicamente se consideran implicados en la formación de la esquistosidad (Wood, 1974).

1) Disolución por presión: las sombras y flecos de presión (Fig. 8, C y D), la formación de bandas de acumulación de minerales félicos, los contactos corroídos e interpenetrados y los recrecimientos orientados son detalles texturales que se han reconocido en las muestras con frecuencia y se consideran en la literatura geológica como evidencias de la actuación de un mecanismo de disolución por presión (ver por ejemplo Gray, 1978). Esto parece indicar que la disolución por presión ha debido jugar un papel importante en el desarrollo de la esquistosidad.

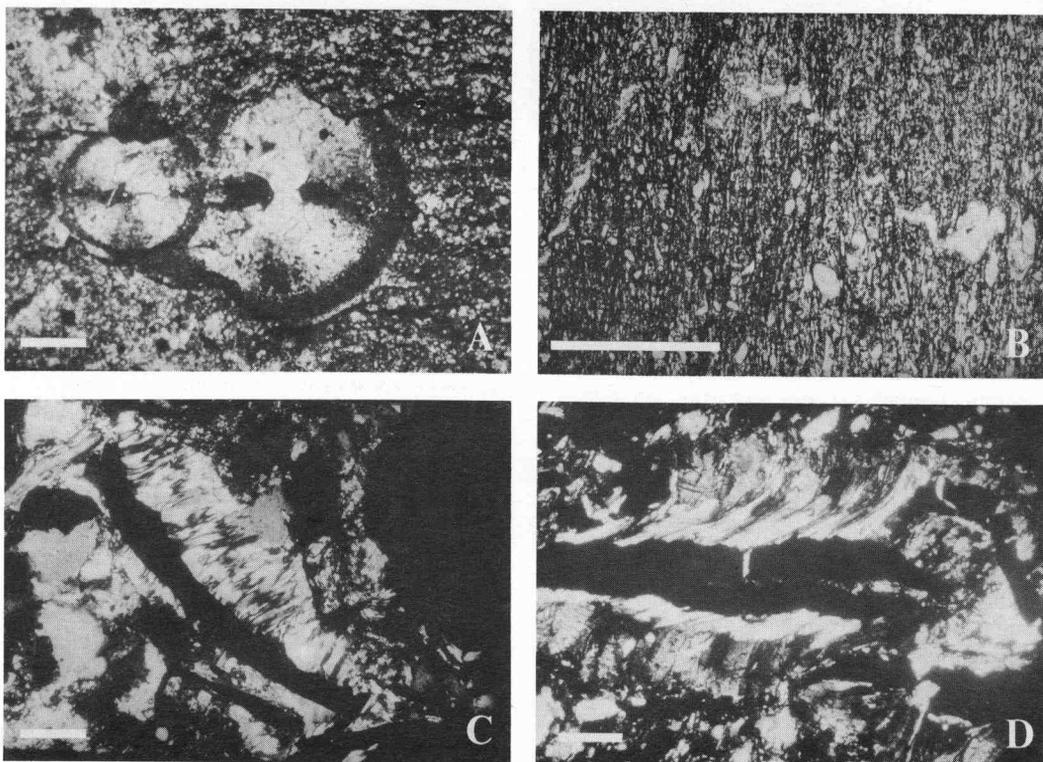


Fig. 8.—A: Aspecto de la esquistosidad en una caliza. Fósil parcialmente disuelto por una superficie estilolítica con acumulación de minerales félicos. Nícoles cruzados. B: Pliegue menor en una vena de cuarzo en pizarras; obsérvese el aspecto penetrativo de la esquistosidad (loc. 6). C y D: Flecos de presión formados por cuarzo, sericita y clorita alrededor de fragmentos de carbón. Nícoles cruzados (loc. 4). Referencia: en A, C y D: 100  $\mu$ m; en B: 1 mm.

sidad; lo que está de acuerdo con lo que se suele admitir sobre los mecanismos que condicionan la formación de la esquistosidad en condiciones superficiales (Grosshong, 1976).

2) Recristalización: La evidencia esencial es la existencia de fibras de clorita y sericita orientadas según la esquistosidad; el aspecto indeformado permite distinguirlas de los minerales sedimentarios.

B) *Las fallas*.—En la zona estudiada se encuentran con frecuencia fracturas tardías que cortan netamente a los pliegues; su trazado se ve en la cartografía, pero tal vez merezca la pena hacer una mención especial de las importantes fracturas con trazado N-S: la falla de la ladera W del valle de Pajares, la que siguen la ladera W del valle del Huerna e interfiere en algunos tramos con el trazado del cabalgamiento y la que se desarrolla entre el Tapinón y la Peña La Portiella, prolongándose luego hacia el norte. Se trata siempre de fallas subverticales.

#### LA FALLA DE LEÓN

No es objeto de este trabajo aportar datos nuevos sobre la falla de León, no obstante, en algunas zonas su trazado ha podido delimitarse, como en el Alto de Pajares, donde parece tratarse de varias fallas paralelas o en las proximidades de Tuiza. Más al oeste la falla da la vuelta alrededor de Peña Ubiña, plegada por un pliegue del sistema E-W que verticaliza los ejes de los pliegues N-S en todo el valle de Tuiza.

Así pues se admite, de acuerdo con Marcos (1968b), que la falta se movió después de la formación de los pliegues longitudinales y antes de la de los transversales.

#### METAMORFISMO

Se realizaron seis análisis por difracción de rayos X de la fracción arcillosa ( $\phi$  menor de 2 micras) en muestras de pizarras de los valles de Pajares y Tonín, con objeto de medir la cristalinidad de la illita y determinar así el grado de metamorfismo.

La preparación de las muestras se llevó a cabo en el Dpto. de Estratigrafía de la Universidad de Oviedo. Se eliminaron la materia orgánica y los carbonatos por tratamiento químico a 60 grados y después se separó por decantación la fracción menor de 2 micras con la que se

preparó un agregado orientado. Los diagramas se obtuvieron trabajando en las condiciones «standard» establecidas por Dunoyer de Segonzac (1969) para la medida de la cristalinidad de la illita.

Sobre los diagramas se realizaron las siguientes determinaciones:

- Minerales presentes.
- Cristalinidad de la illita.
- Relación entre las intensidades de los picos (002) y (001) de la illita.

*Minerales presentes*: Aparte de la existencia de cuarzo, albita y feldespato potásico sólo se encontraron clorita e illita. Esta asociación illita-clorita es la característica cuando empiezan a existir unas ciertas condiciones metamórficas según Dunoyer de Segonzac (1969).

*Cristalinidad de la illita*: Se utilizó el procedimiento propuesto por Kubler (1966), que consiste en la medida de la anchura del pico (001) a la mitad de su altura.

*Relación I (002)/I (001)*: Se midió exclusivamente para situar los puntos en el esquema sin intentar interpretarla.

Los valores de cristalinidad y relación I(002)/I(001) se llevaron al diagrama de Esquevin (1969) y el resultado se muestra en la Fig. 9.

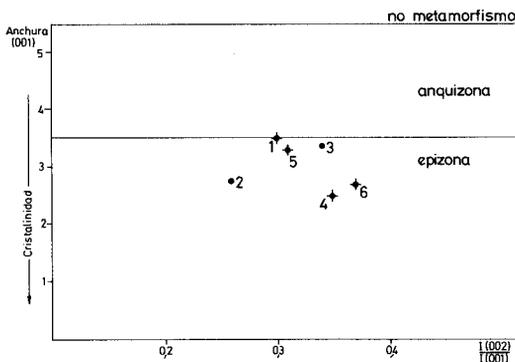


Fig. 9.—Parámetros de la illita representados según el diagrama de Esquevin (1969). +, muestras con clorita en la fracción menor de 2  $\mu$ m.

Como puede verse todas las muestras evidencian un metamorfismo epizonal próximo a la anchizona; las divisiones de los campos del diagrama son las que propuso Dunoyer de Segonzac en 1969.

En cuatro de las seis muestras estudiadas

existe clorita en la fracción menor de dos micras, lo cual indica que frecuentemente el perfeccionamiento de la red de la illita va acompañado de la cristalización de clorita en la matriz.

No se conocen hasta el momento datos acerca del metamorfismo en otros puntos de la zona cantábrica que puedan servir para estable-

cer una comparación; no obstante, en general las series parecen tener un grado metamórfico más bajo. Han sido descritas series con un metamorfismo similar al descrito en este trabajo en la zona de Cabo Peñas y en el borde nororiental de la rama sur del antiforme del Narcea (Pérez-Estaún, 1978; Brime & Pérez-Estaún, 1980).

## BIBLIOGRAFIA

- Adaro, L. (1926).—Atlas del estudio estratigráfico de la Cuenca hullera asturiana. *Inst. Geol. Min. España*.
- Barrois, Ch. (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. Nord.*, 11 (1), 630 pp.
- Bastida, F. y Pulgar, J. A. (1978).—La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trab. de Geol.*, Univ. de Oviedo, 10, 75-124.
- Brime, C. y Pérez-Estaún, A. (1980).—El tránsito diagénesis metamorfismo en la región de Cabo Peñas. *Cuadernos do Lab. Xeol. de Laxe*, 1, 85-97.
- De Sitter, L. U. (1964).—*Structural Geology*. McGraw-Hill Book Company, New York, 551 pp.
- Dirección General de Minas (1946).—La cuenca central hullera asturiana. *Temas profesionales*, 7, Madrid.
- Dunoyer de Segonzac, G. (1969).—Les minéraux argileux dans la diagenese passage au métamorphisme. *Mémoires du service de la Carte Geologique d'Alsace et de la Lorraine*, 29, 320 pp.
- Esquevin, J. (1969).—Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre. Rech. au S.N.P.A.*, 3, 147-154.
- García Fuente, S. (1959).—Mapa Geol. España, e. 1 : 50.000, Hoja n.º 77, La Plaza (Teverga), Asturias. *Inst. Geol. y Min. de España*, 305 H, 68 pp.
- García Loygorri, A., Ortuño, G., Caride de Liñán, C., Gervilla, M., Greber, Ch. y Feys, R. (1971).—El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana. *Trab. de Geol.*, Univ. Oviedo, 3, 101-150.
- Ghosh, S. K. y Ramberg, H. (1968).—Buckling Experiments on Intersecting Fold Patterns. *Tectonophysics*, 5 (2), 89-105.
- Gray, D. R. (1978).—Cleavages in deformed psammitic rocks from southeastern Australia: Their nature and origin. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 89, 577-590.
- Groshong, R. H. (1976).—Strain and pressure solution in the Martinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jersey. *Amer. Jour. Sci.*, 276, 1.131-1.146.
- Julivert, M. (1960).—La terminación septentrional de la cuenta de Quirós (Cordillera Cantábrica). *Brev. Geol. Astúrica*, 3, (1-2), 19-34.
- y Marcos, A. (1973).—Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain). *Amer. Jour. Sci.*, 273, 353-375.
- Kubler, B. (1966).—La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait supérieures du métamorphisme. In: *Etages tectoniques*, Colloques de Neuchatel 1966. Ed. de la Baconniere, 105-122.
- Llopis, N. (1954).—Estudio geológico del reborde meridional de la cuenca carbonífera de Asturias. *Pirineos*, 10 (31-32), 33-178.
- Marcos, A. (1968a).—Nota sobre el significado de la «Leon Line». *Brev. Geol. Astúrica*, 12 (3), 1-5.
- (1968b).—La Tectónica de la Unidad de la La Sobria-Bodón. *Trab. de Geol.*, Univ. de Oviedo, 2, 59-87.
- Martínez Alvarez, J. A., Gutiérrez Claverol, M. y Vargas Alonso, I. (1968).—Esquema geológico de la zona de la Cordillera Cantábrica comprendida entre los puertos de Pajares y Ventana (Asturias-León). *Cátedra de Geología*, Escuela de Minas, Oviedo.
- Martínez Díaz, C. (1970).—Nota sobre la microfauna de la caliza masiva de Entrepeñas (Asturias, España). *Bol. Geol. Min.*, 81 (1), 1-5, Madrid.
- Pello, J. (1972).—Estudio geológico de la Región Central de Asturias. *Tesis Doc.* Univ. Oviedo.
- Pérez-Estaún, A. (1978).—Estratigrafía y estructura de la rama S de la zona Asturoccidental-leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92, 149 pp.
- Ramsay, J. G. (1967).—*Folding and Fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Company, New York, 568 pp.
- Roy, A. B. (1978).—Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: A study from the Hunsrückschiefer. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1.775-1.785.
- Schulz, G. (1858).—Descripción geológica de la provincia de Oviedo. 162 pp., (2.ª Ed.) (1900). Imp. La Cantábrica (Navarro Hermanos).
- Skjerna, L. (1975).—Experiments on superimposed buckle folding. *Tectonophysics*, 27, 255-270.
- Velando, F., Castello, R. y Orviz, F. (1976).—Mapa Geol. España, e. 1 : 50.000, Hoja n.º 78 (Pola de Lena). *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- Wagner, R. H. (1962).—An upper westphalian flora from the mine Inés, near the pass of Pajares, on the Leonese Asturian boundary (NW Spain). *Notas y Com. del Inst. Geol. Min. España*, 68, 79-102.
- (1963).—A general account of the paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León, NW Spain). *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, 74, 1-159.
- , Winkler Prins, C. F. y Riding, R. E. (1971).—Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern Leon, Spain. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 4, 603-633.
- White, S. H. y Knipe, R. J. (1973).—Microstructure and Cleavage Development in Selected Slates. *Contrib. Min. Petrol.*, 66, 165-174.
- Wood, D. S. (1974).—Current views of the development of slaty cleavage. *Ann. Rev. Earth Planetary Sci.*, 2, 369-401.