

NUEVOS DATOS SOBRE LA ESTRATIGRAFIA Y LA ESTRUCTURA DE LA SIERRA DEL PEDROSU (ZONA CANTABRICA, NW DE ESPAÑA): IMPLICACIONES TECTONICAS

J. L. Alonso (1) y A. Marcos (1)

(1) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España.

RESUMEN

La estructura de la Sierra del Pedrosu consiste en un antiforme asimétrico de dimensiones kilométricas, en cuyo flanco normal se presentan cabalgamientos que repiten la sucesión estratigráfica, mientras que en el inverso se localizan otros que omiten parte de dicha sucesión. En su núcleo se sitúan las Areniscas de La Herrería del Cámbrico inferior, constituyendo un amplio afloramiento desconocido hasta la fecha. Los cabalgamientos situados en el flanco normal muestran un despegue a nivel de la Formación Láncara y se consideran previos al desarrollo del antiforme. Los cabalgamientos situados en el flanco inverso pueden considerarse genéticamente relacionados con el antiforme del Pedrosu, que se interpreta como un pliegue de propagación de falla, enraizado en un despegue situado en la parte basal de la Formación La Herrería.

Palabras clave: Cordillera Herciniana, Zona Cantábrica, cabalgamientos, pliegues de propagación de falla.

ABSTRACT

The Sierra del Pedrosu antiform consists of an asymmetric fold of kilometric scale: its normal limb has thrusts repeating the stratigraphic succession, while the overturned limb has thrusts resulting in omission of part of the succession. The Lower Cambrian Herrería sandstones outcrop at the antiform core. This outcrop has been unknown up to now. The normal limb thrusts detach at the base of the Láncara Formation and are thought to pre-date the antiform development. Thrusts situated in the overturned limb are considered to be related to development of the Pedrosu antiform. This antiform is interpreted to be a fault-propagation fold related to the detachment at the base of the Herrería Formation.

Key words: Hercynian Cordillera, Cantabrian Zone, thrusts, fault-propagation folds.

Alonso, J. L. y Marcos, A. (1992): Nuevos datos sobre la estratigrafía y estructura de la Sierra del Pedrosu (Zona Cantábrica, NW de España): implicaciones tectónicas. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 000-000

Alonso, J. L. and Marcos, A. (1992): New stratigraphic and structural data on the 'Sierra del Pedrosu' (Cantabrian Zone, northwestern Spain): tectonic implications. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 000-000.

1. INTRODUCCION

Entre las localidades de Peñafior (Grado) y Arlós (Llanera) se extienden una serie de sierras con una dirección SW-NE, que a efectos de este trabajo denominaremos genéricamente Sierra del Pedrosu, que deben su orografía al afloramiento de rocas competentes, principalmente cuarcitas y areniscas, del Paleozoico inferior. Estas rocas, deformadas esencialmente en el transcurso de la orogénesis herciniana, conforman, a grandes rasgos, una estructura anticlinal (antiforme o anticlinal del Pedrosu de Pello, 1972), que se sitúa en la prolongación septentrional del Manto de Somiedo y se prosigue luego más hacia el N hasta alcanzar el Cabo Torres en la costa cantábrica (ver Julivert, 1976, Fig. 19) (Fig. 1).

La estructura de la Sierra del Pedrosu ha sido clásicamente interpretada como un anticlinal más o menos complejo con un cabalgamiento que discurre longitudi-

nalmente al mismo (Pello, 1972; Martínez-Alvarez et al., 1975) y otros situados en su flanco inverso (Rodríguez-Fernández, 1978), si bien la evolución estructural propuesta por estos autores ha sido diferente. Así, Pello (1972) considera que, en este sector de la Zona Cantábrica, los cabalgamientos representan la propagación de pequeñas fallas inversas originadas en el núcleo de pliegues concéntricos, pudiendo llegar a cortar oblicuamente a dichos pliegues a medida que progresa la deformación. Para Martínez Alvarez et al. (1975), se producirían los pliegues en primer lugar y después los cabalgamientos, mientras Rodríguez Fernández (1978) propone una evolución estructural que consistiría en una primera etapa con formación de pliegues vergentes al E y cabalgamientos asociados, que se deformarían posteriormente por pliegues rectos dando lugar a figuras de interferencia de Tipo 3 de Ramsay (1967).

Los principales objetivos de esta publicación son, por

un lado, dar a conocer la presencia de extensos afloramientos de la Formación La Herrería en el núcleo del antifórme del Pedrosu y, por otro, aportar nuevos datos respecto a la estructura de dicho antifórme, describiendo sus relaciones geométricas con los cabalgamientos allí presentes.

2. ESTRATIGRAFIA

Respecto a la estratigrafía de la sucesión que aflora en esta región, se destacarán solamente algunas características de las formaciones del Paleozoico inferior. El hecho más novedoso es la presencia de las Areniscas de La Herrería (Cámbrico inferior) en el núcleo de la culminación del río Soto, donde afloran con una extensión de unos 4,5 km², situándose estratigráficamente por debajo de la Formación Láncara (Fig. 2). Previamente, este extenso afloramiento de las Areniscas de La Herrería había sido atribuido a la Formación Barrios. Las características litológicas de la Formación La Herrería en este sector (microconglomerados y areniscas feldespáticas de grano grueso, con tonos rosados, y pizarras de colores púrpura y gris-verdoso) son semejantes a las que presenta en el resto de la Zona Cantábrica; las estratificaciones cruzadas son muy numerosas y permiten conocer en todo momento la polaridad de la sucesión, que se encuentra casi siempre en posición normal. Este afloramiento de la Formación La Herrería se encuentra muy alejado de los conocidos hasta el presente (Fig. 1) y sus implicaciones tectónicas se discutirán más adelante.

La Formación Barrios alcanza un espesor total de 550 m; su límite con la formación subyacente (Areniscas y Pizarras de Oville) es gradual. Este hecho, unido a la deficiente calidad de los afloramientos, ha conducido a que dicho límite no se haya representado en el mapa. Dentro de la Formación Barrios destaca un nivel cartografiado de unos 75 m de espesor, constituido de pizarras verdes y areniscas en capas delgadas, situado a 150 m de su base (ver Fig. 2). Este nivel corresponde posiblemente al Miembro Ligüeria y las cuarcitas situadas por debajo y por encima respectivamente a los miembros La Matosa y Tanes, establecidos por Aramburu (1990).

El resto de las formaciones presenta las características clásicamente descritas en este sector de la Zona Cantábrica. Debe destacarse, no obstante, que los espesores de las formaciones que afloran en el flanco inverso del anticlinal del Pedrosu se encuentran muy reducidos por causas tectónicas; así, la omisión de parte o de la totalidad de algunas formaciones es debida a la existencia de fallas inversas con menor buzamiento que la estratificación (Fig. 2).

3. ESTRUCTURA

La macroestructura de la Sierra del Pedrosu consiste en un antifórme asimétrico en cuyo flanco normal se diferencian cabalgamientos que repiten la sucesión estratigráfica, mientras que en el inverso se localizan otros que omiten parte de dicha sucesión. El flanco normal posee un buzamiento medio de 70° hacia el NW, mientras que el in-

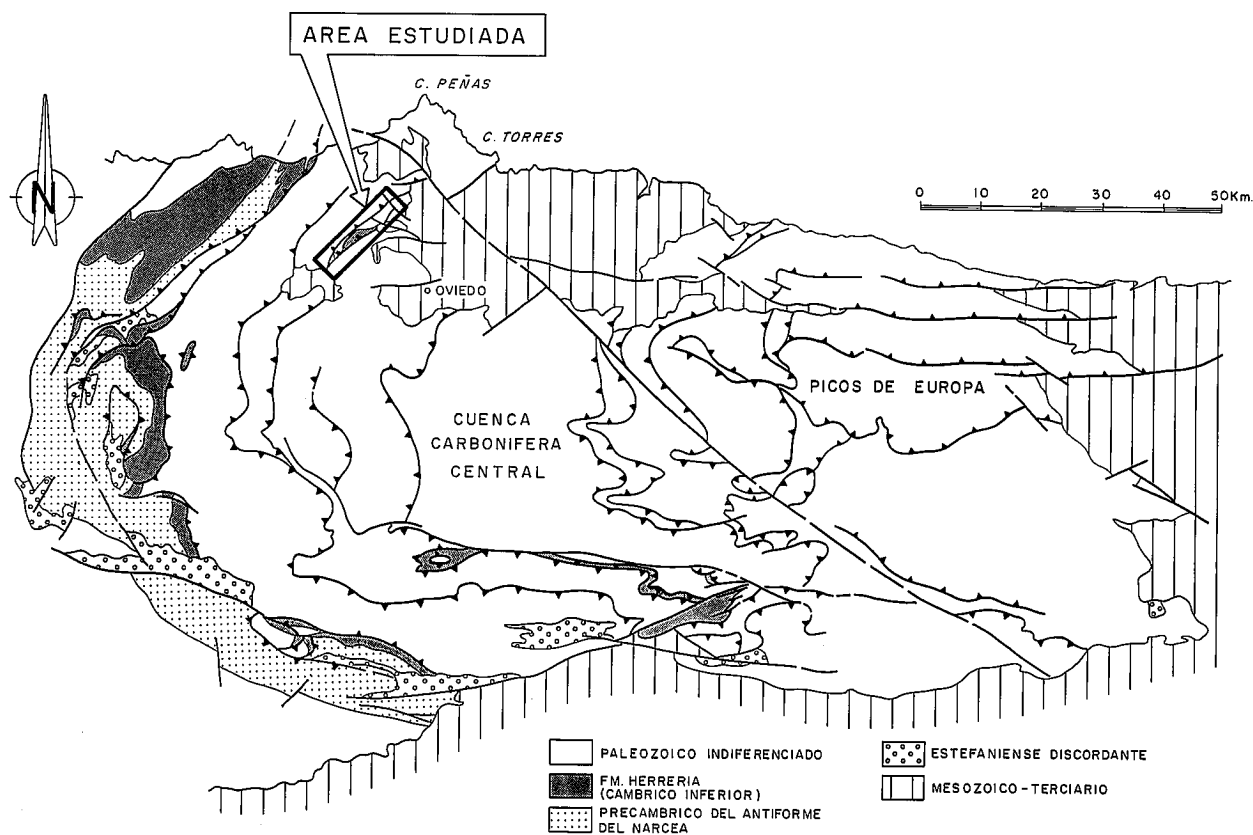


Fig. 1.—Situación del área estudiada en el contexto de la Zona Cantábrica.

Fig. 1.—Location of the study area within the Cantabrian zone.

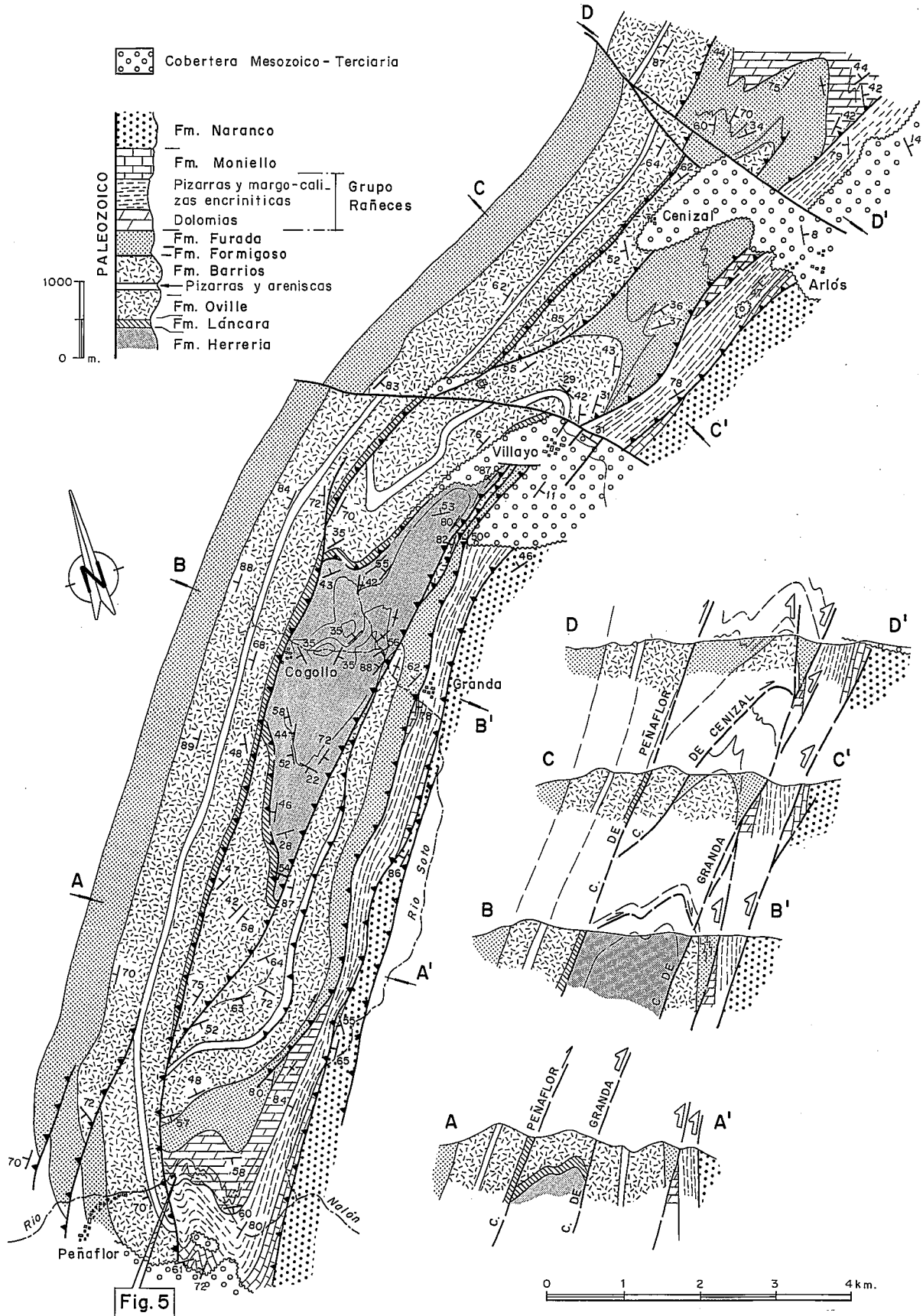


Fig. 2.—Mapa y cortes geológicos del antiforme del Pedrosu. En los cortes, se indica con pequeñas flechas negras el sentido de transporte de los cabalgamientos que repiten parte de la sucesión estratigráfica, y con flechas vacías el de los cabalgamientos más tardíos que omiten parte de dicha sucesión.

Fig. 2.—Geological map and cross sections through the Pedrosu antiform. In cross-sections, smaller black arrows indicate slip sense of the thrusts involving repetition of strata, and unfilled arrows indicate slip sense of the later thrusts involving omission of strata.

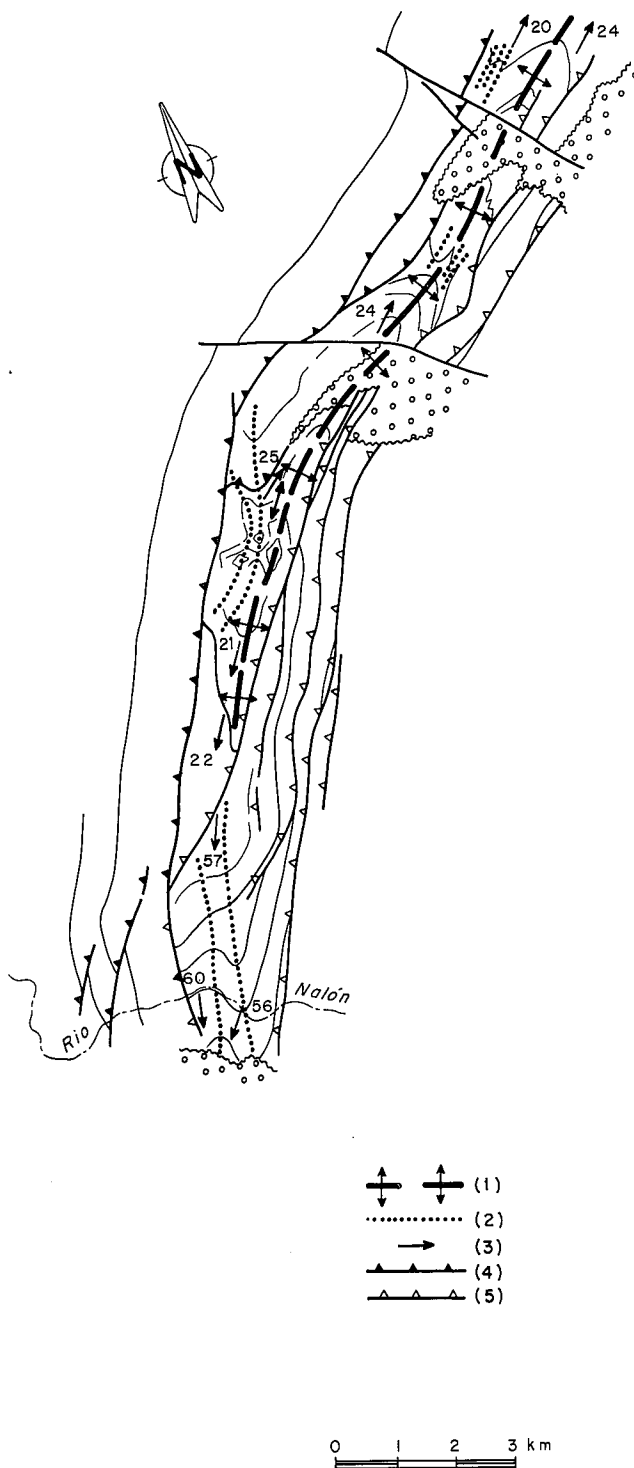


Fig. 3.—Esquema estructural del antiforame del Pedrosu. (1) Traza axial del antiforame del Pedrosu. (2) Trazas axiales de los pliegues de segundo orden. (3) Ejes de pliegues. (4) Cabalgamientos que repiten parte de la sucesión estratigráfica. (5) Cabalgamientos que omiten parte de la sucesión estratigráfica.

Fig. 3.—Structural sketch of the Pedrosu Antiform. (1) Axial trace of the Pedrosu Antiform. (2) Axial traces of second order folds. (3) Fold axes. (4) Thrusts involving repetition of strata. (5) Thrusts involving omission of strata.

verso se dispone generalmente subvertical; no obstante, en la proximidad de los cabalgamientos situados en este último flanco, las capas pueden presentarse fuertemente invertidas (hasta 50° al NW) probablemente como consecuencia de los pliegues de arrastre desarrollados en relación con dichos cabalgamientos (Fig. 2).

La línea de charnela del antiforame del Pedrosu dibuja una culminación (culminación del río Soto) que permite el afloramiento de la Formación La Herrería. Así, los ejes de los pliegues menores se inclinan hacia el SW hasta 60° a la altura del valle del río Nalón, se disponen subhorizontales en el corte del río Soto y se inclinan hacia el NE hasta un máximo de 25° al N de esta localidad (Fig. 3). En la zona de charnela del antiforame se desarrollan pliegues menores de diferentes órdenes de dimensiones, dependiendo del espesor de las capas y del contraste de ductilidad entre ellas. En las margas del Grupo Rañeces, los pliegues menores desarrollan un clivaje grosero.

Tal como se expuso más arriba, en el antiforame del Pedrosu pueden diferenciarse dos tipos de cabalgamientos: unos situados en el flanco normal que dan lugar a la repetición de la sucesión estratigráfica, y otros localizados en el inverso que omiten parte de la sucesión. El más importante de los cabalgamientos del primer tipo es el de Peñafior (Rodríguez Fernández, 1978), que se extiende desde la localidad del mismo nombre, en el valle del río Nalón, hasta el meridiano de Arlós; la Formación Láncara se dispone sobre la superficie de cabalgamiento a lo largo de casi todo su trazado. Con respecto al bloque cabalgado, dicho cabalgamiento es oblicuo a la estratificación, excepto en la parte central de la estructura (culminación de río Soto), donde se reduce a un despeje de dicha Formación sobre las Arenisca de La Herrería; desde esta localidad hacia el NE y SW, el cabalgamiento asciende en la sucesión estratigráfica (Fig. 2 y 3). Cerca del extremo N de la Sierra del Pedrosu, por delante del cabalgamiento de Peñafior se diferencia otra unidad alóctona (escama del Cenizal) constituida exclusivamente por la Formación Barrios; con respecto a su autóctono, el cabalgamiento basal de esta unidad también asciende en la sucesión estratigráfica hacia el NE (llegando a colocar la Formación Barrios sobre las Areniscas de Furada) y su línea de bifurcación con el cabalgamiento de Peñafior se sitúa al NW de la localidad de Villayo (Figs. 2 y 3).

El más importante de los cabalgamientos de segundo tipo es el de Granda. Este cabalgamiento se sitúa al E del de Peñafior y discurre paralelamente al mismo a lo largo de la mayor parte de su trazado, confluyendo con él hacia el extremo meridional del área estudiada (Figs. 2 y 3). El cabalgamiento de Granda es oblicuo a la estratificación en los bloques cabalgado y cabalgante. Con respecto al bloque cabalgante, desde la culminación del río Soto hacia el NE, este cabalgamiento asciende en la sucesión estratigráfica desde la Formación La Herrería hasta la Formación Furada; hacia el S, asciende asimismo hasta su entroncamiento con el cabalgamiento de Peñafior. Las relaciones del cabalgamiento de Granda con los materiales del autóctono son más complejas, de tal modo que, como puede apreciarse en la cartografía, el cabalgamiento se sitúa sobre distintas formaciones. Por lo que se refiere a su

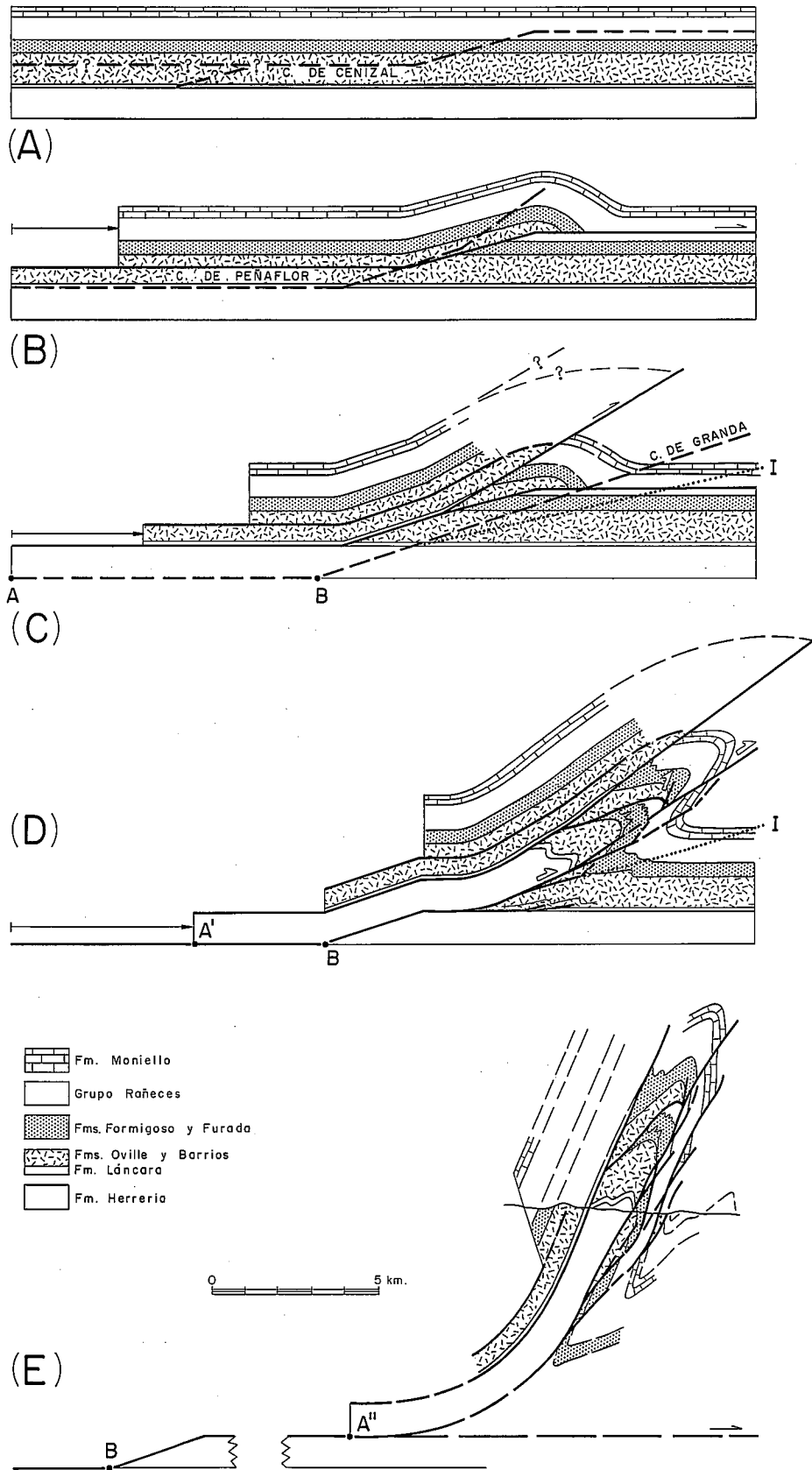


Fig. 4.—Esquema evolutivo del antifornte del Pedrosu. (A) Estado indeformado. (B) Emplazamiento de la escama del Cenizal. (C) Emplazamiento de la escama de Peñaflor. (D) Etapa inicial en la formación del pliegue de propagación de falla. La línea I muestra la posición final de la traza axial del sinclinal. (E) Corte geológico actual.

Fig. 4.—Hangingwall sequence diagram showing the progressive development of the Pedrosu Antiform. (A) Undeformed stage. (B) Emplacement of the Cenizal Thrust Sheet. (C) Emplacement of the Peñaflor Thrust Sheet. (D) Early stage in the development of the Pedrosu fault-propagation fold. Line I shows the final location of the sinclinal axial trace. (E) Present attitude of the Pedrosu Antiform.

relación con el antiforme del Pedrosu, el cabalgamiento se sitúa en el flanco inverso de dicha estructura en la mayor parte de su trazado, excepto en su extremo meridional en donde pasa a situarse en su núcleo (Figs. 2 y 3).

A lo largo del flanco inverso del antiforme del Pedrosu, se disponen algunos otros cabalgamientos que también son responsables de la omisión de parte de la sucesión estratigráfica, aunque su trazado es difícil de establecer con precisión dada la mala calidad de los afloramientos. Como ya se ha expuesto más arriba, se trata de fallas inclinadas en el mismo sentido que la estratificación y con menor buzamiento que ésta (Fig. 2).

3.1. Evolución estructural del antiforme del Pedrosu

Una propuesta sobre el desarrollo secuencial de las estructuras que conforman este antiforme, basada en las relaciones temporales entre las diferentes estructuras descritas, puede observarse en la Fig. 4. El cabalgamiento de Granda y el resto de los cabalgamientos situados en el flanco inverso pueden considerarse genéticamente relacionados con el antiforme del Pedrosu. Así, este antiforme se interpretaría como un pliegue de propagación de falla, de modo que dicha falla se propagase a través del flanco inverso con desarrollo de varios cabalgamientos imbricados (Figs. 4D y E).

La edad relativa de los cabalgamientos que producen una repetición de la secuencia estratigráfica respecto al antiforme del Pedrosu y cabalgamientos asociados, no es tan evidente. Así, el cabalgamiento de Peñafior discurre exclusivamente a lo largo del flanco normal del antiforme, de modo que no es posible observar si corta al antiforme o está plegado por él. No obstante, resulta difícil de argumentar el desarrollo de un despegue tan extenso de la Formación Láncara después del desarrollo del antiforme. Por ello, se considera que el cabalgamiento de Peñafior es previo al desarrollo del antiforme del Pedrosu (Fig. 4C).

En la cartografía se observa que la sucesión estratigráfica que forma parte de la escama del Cenizal (que también repite serie) se encuentra plegada por el antiforme del Pedrosu, por lo que su cabalgamiento basal debe encontrarse también plegado, aunque su trazado se encuentre oculto bajo la cobertera mesozoica (Figuras 2 y 3). La Cuarcita de Barrios que forma parte de este cabalgamiento debe acabarse a la altura de la zona de charnela del actual antiforme del Pedrosu, dado que no aparece en su flanco inverso, por lo que probablemente el cabalgamiento prosiga hacia el E como un despegue dentro de la sucesión devónica (Fig. 4B).

La edad relativa de los cabalgamientos de Peñafior y Cenizal es discutible mientras no se conozca el carácter lateral o frontal de algunas estructuras. Así, en la construcción de los cortes de la Fig. 2 y en la evolución mostrada en la Fig. 4, se ha considerado que al N de la culminación de Río de Soto, la estructura del antiforme del Pedrosu es cilíndrica, es decir, que las líneas de corte y bifurcación de los cabalgamientos son frontales. Si así fuese, el cabalgamiento de Peñafior sería un cabalgamiento fuera de secuencia con respecto al del Cenizal, ya que en el

mapa se observa un despegue cabalgante de la Formación Barrios en este último cabalgamiento, pero no se presenta el despegue cabalgado homólogo. No obstante, si la línea de bifurcación entre los cabalgamientos de Peñafior y Cenizal fuese lateral, el orden de emplazamiento de estos cabalgamientos podría ser inverso al que se muestra en la Fig. 4.

Respecto al desarrollo progresivo del pliegue de propagación de falla, en las Figs. 4D y E se ha considerado que el desplazamiento del cabalgamiento basal de esta estructura se acomoda mediante el aumento de longitud del flanco delantero del antiforme. Por una parte, este aumento se produciría mediante la migración hacia el E de la charnela sinclinal (hasta la posición señalada por la línea I en la Fig. 4D); al mismo tiempo tendría lugar, por otra parte, el adelgazamiento de dicho flanco como consecuencia de la propagación de un sistema de cabalgamientos que en conjunto constituyen duplexes extensivos.

La disposición actual más verticalizada de los flancos del antiforme del Pedrosu y de los cabalgamientos asociados (Fig. 4E), en comparación con la disposición que presentan en la Fig. 4D, puede atribuirse al acortamiento general de la cuña orogénica ocurrido durante la propagación de la deformación hacia las áreas más externas de la Zona Cantábrica. Algunas estructuras menores desarrolladas en sectores donde la estratificación tiene una posición subvertical, tales como fallas inversas con una inclinación media de unos 30° y grietas de tensión subhorizontales, deben tener relación con dicho acortamiento (Fig. 5).

Un desarrollo secuencial de las estructuras equiparable al que se acaba de describir, es decir, con formación inicial de pliegues de flexión de falla ("fault-bend folds" de Suppe, 1985) y posterior desarrollo de pliegues de propagación de falla ("fault-propagation folds" del mismo autor), ha sido descrito también en áreas próximas del sector septentrional de la Región de Pliegues y Mantos (Alonso et al., 1991; Bulnes 1991).

Los denominados pliegues de propagación de falla han sido profusamente descritos en la literatura geológica y reproducidos experimentalmente, aunque los mecanismos implicados en su desarrollo sean aún objeto de controversia (ver, entre otros: Suppe y Medwedeff, 1990; Mitra, 1990; Chester et al., 1991). Respecto a los mecanismos implicados en la formación del antiforme del Pedrosu, la presencia de pliegues de diferentes órdenes de dimensiones en su zona de charnela, dependiendo del espesor y contraste de ductilidad entre las capas, implica un mecanismo de "buckling" en su desarrollo (Fig. 4D). En los estadios más avanzados, el pliegue habría proseguido su desarrollo esencialmente mediante el aumento de longitud y adelgazamiento del flanco delantero, adelgazamiento acomodado mediante los cabalgamientos antes mencionados (Fig. 4E).

De acuerdo con la Fig. 4, el desplazamiento acumulado que implican las estructuras del antiforme del Pedrosu es de unos 17 km. No obstante, debe considerarse que el desplazamiento del cabalgamiento de Peñafior se ha determinado asumiendo que la línea de corte del techo de la Formación Láncara es frontal. Por otro lado, la profundidad de despegue basal en la Fig. 4E se ha estimado a partir de un corte regional en esta transversal de la Zona Cantábrica (Alonso et al., 1991). En esta figura, la Formación

La Herrería se ha considerado duplicada sobre el despegue de la Formación Láncara a causa del desarrollo posterior de los cabalgamientos más orientales de la Zona Cantábrica.

En el desarrollo secuencial propuesto en la Fig. 4 se asume que antes del desarrollo del pliegue de propagación de falla no se propagó ningún cabalgamiento enraizado en el despegue de la Formación Láncara por delante de dicha estructura. No obstante, la Formación Láncara situada sobre la culminación de Soto pudo haber sido despegada previamente, dado que se encuentra habitualmente dolo-mitizada (Fig. 2).

3.2. Implicaciones tectónicas de la presencia de la Formación La Herrería en el antiforme del Pedrosu

Hasta aquí se ha discutido la evolución del Antiforme del Pedrosu a la luz de las estructuras consideradas frontales, en donde se han incluido los pliegues que presentan una inmersión NE en torno a los 20° (Fig. 3). Los pliegues que muestran una inmersión opuesta (que alcanza los 60° hacia el SW en el extremo meridional del área estudiada, en el corte del río Nalón, como se muestra en la Fig. 3) se disponen en una banda transversal a los cabalgamientos,

tónicas que conlleva la presencia de Formación Herrería en el Antiforme del Pedrosu. La Formación Láncara, suprayacente a la Formación Herrería, representa el nivel de despegue más importante de la Zona Cantábrica y también parece ser el despegue basal en la mayor parte de dicha zona (Julivert, 1971); excepcionalmente, en el sector meridional de la denominada por Julivert (1967) Región de Pliegues y Mantos, la base de la Formación Herrería constituye el nivel de despegue de importantes unidades tectónicas, como son el Manto de Bodón (Marcos, 1968) o el Duplex de Pardaminos (Alonso, 1987), en donde dicha formación presenta extensos afloramientos. El afloramiento de Formación Herrería en el núcleo antiformal de la Sierra del Pedrosu implica, obviamente, que dicha formación está también involucrada en las estructuras del sector septentrional de la Región de Pliegues y Mantos y, por tanto, cualquier corte geológico que interprete la estructura profunda en este sector debe contemplar la posibilidad de que el nivel de despegue basal de la cuña orogénica se sitúe por debajo de la Formación Láncara.

3.3. Estructuras alpinas

La influencia de la deformación alpina sobre las es-

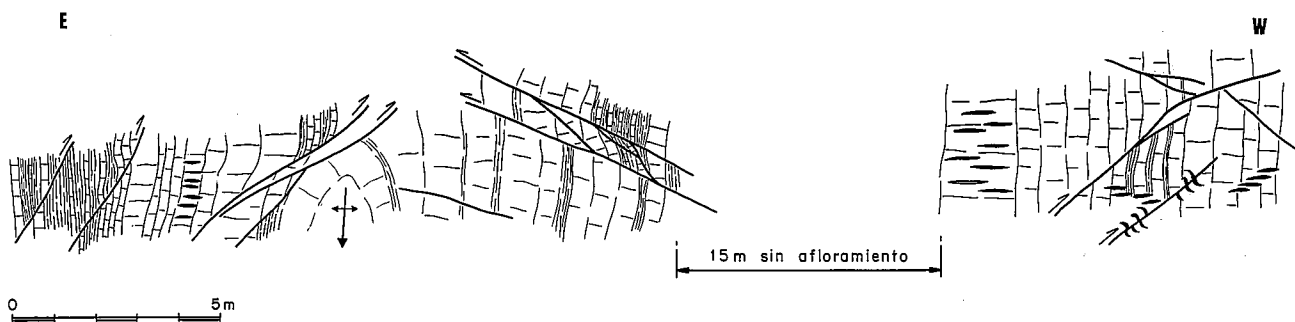


Fig. 5.—Corte geológico en la carretera Grado-Santullano. Ver situación en la Fig. 2.

Fig. 5.—Cross section along the Grado-Santullano road. Location in Fig. 2

que se extiende por unos 10 km. hacia el NW y que ha sido interpretada en relación con una rampa lateral cabalgante subyacente (ver Alonso et al., 1991, Fig. 25); esta rampa explicaría la desaparición al Sur de Peñafior de los afloramientos de la sucesión predevónica. No obstante, la naturaleza de esta estructura lateral no parece tan simple: es posible que exista una rampa lateral de la Formación Herrería siguiendo la banda mencionada, pero el modelo de afloramiento de las formaciones suprayacentes en el extremo meridional de la Fig. 1 no se ajusta al de una rampa lateral, sino más bien al de un pliegue cortado en su zona de charnela por el cabalgamiento con él relacionado; es decir, que la misma evolución estructural que se ha descrito en sentido frontal (Fig. 4) podría haberse producido en alguna medida en sentido lateral, con dificultades para la propagación del cabalgamiento de Granda por encima de la Formación Herrería, tanto frontal como lateralmente.

Finalmente, deben resaltarse las implicaciones tec-

structuras hercinianas previamente descritas es muy limitada. En efecto, los materiales mesozoico-terciarios, representados en la Fig. 2, están escasamente deformados, mostrando buzamientos que generalmente no sobrepasan los 15° y que sólo excepcionalmente alcanzan los 30°. En general, estos materiales muestran un basculamiento hacia el E y están afectados casi exclusivamente por fallas transversales a los cabalgamientos variscos. No parece que estos cabalgamientos hayan sido significativamente reactivados durante la deformación alpina; únicamente, el cabalgamiento de Granda pudiera cobijar ligeramente a los materiales cretácicos al S de Villayo, aunque la mala calidad de los afloramientos impide asegurarlo. La disposición cartográfica de los materiales mesozoicos del área estudiada parece estar determinada esencialmente por las fallas transversales mencionadas anteriormente, así como por la existencia de un paleorrelieve previo.

BIBLIOGRAFIA

- Alonso, J. L. (1985): *Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*. Institución Fray Bernardino de Sahagún, Diputación Prov. de León, 276 pp. (1987).
- Alonso, J. L., Aller, J., Bastida, F., Marcos, A., Marquínez, J., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J. A. (1991): Mapa Geológico de España e. 1:200.000, Hoja nº 2 (3-1), Avilés. *Inst. Tecn. Geomin. España*, 103 pp.
- Aramburu, C. (1990): *El Cambro-ordovícico de la Zona Cantábrica*. Tesis. Univ. Oviedo, 2 vol: 530 pp.
- Bulnes, M. (1991): Geometry and structural evolution of the Carranga antiformal stack (Cantabrian Zone, NW Spain). *Mitt. aus den Geol. Inst. ETH Zürich, Neue Folge*, 239b: 107.
- Chester, J. S., Logan, J. M. y Spang, J. H. (1991): Influence of layering and boundary conditions on fault-bend and fault-propagation folding. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103: 1059-1072.
- Julivert, M. (1967): . La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, 1: 59-76.
- Julivert, M. (1976): La estructura de la región del Cabo Peñas. *Trabajos de Geología*, 8: 311-316.
- Marcos, A. (1968): La tectónica de la Unidad de La Sobia-Bodón. *Trabajos de Geología*, 2: 59-87.
- Martínez-Alvárez, J. A., Gutiérrez Claverol, M. y Torres-Alonso, M. (1975): Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja nº 28 (12-4), Grado. *Inst. Geol. Min. España*, 1 vol: 49 pp.
- Mitra, S. (1990): Fault-propagation folds: Geometries, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 74: 921-945.
- Pello, J. (1972): Estudio geológico de la región central de Asturias. *Tesis Doct. Univ. Oviedo*, 2 vol. 198 pp.
- Ramsay, J. (1967): *Folding and fracturing of rocks*, 568 pp., McGraw Hill, New York.
- Rodríguez Fernández, L. R. (1978): La estructura de la prolongación N de las Unidades de Tameza y La Sobia. *Trabajos de Geología*, 10: 389-394.
- Suppe, J. (1985): *Principles of Structural Geology*. 537 pp., Prentice-Hall, New Jersey.
- Suppe, J. y Medwedeff, D. A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclog. Geol. Helv.*, 83: 409-454.

Recibido el 26 de marzo de 1992
Aceptado el 31 de julio de 1992