

GEOLOGIA DEL SECTOR CABO VIDIO-SAN JUAN DE LA ARENA-TINEO (ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA, NO DE ESPAÑA)

J. ALLER, F. BASTIDA, J. CABAL Y A. PEREZ-ESTAUN

TRABAJOS DE
GEOLOGIA



Aller, J., Bastida, F., Cabal, J. y Pérez-Estaún, A. (1989).- Geología del sector Cabo Vidio-San Juan de la Arena-Tineo (Zona Asturoccidental-Leonesa) NO de España. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 18, 95-111. ISSN 0474-9588.

En el presente trabajo se aborda principalmente la estructura de un sector importante para establecer las relaciones que existen entre la Zona Asturoccidental-Leonesa y la Zona Cantábrica. Las primeras estructuras que se desarrollan son pliegues de plano axial subvertical que llevan asociada una foliación primaria. Posteriormente se originan cabalgamientos vergentes al E, algunos de los cuales fueron reactivados posteriormente con movimientos diversos. Estos cabalgamientos parecen presentar unas relaciones geométricas definidas con los pliegues, lo cual indica que el desarrollo de ambos tipos de estructuras no es completamente independiente. Entre las estructuras restantes cabe destacar la existencia de varias generaciones de fracturas: por un lado, fracturas subverticales, probablemente cabalgamientos vergentes al E; por otro, fallas normales longitudinales con hundimiento del labio occidental, y, por último, fallas normales transversales con hundimiento del labio Norte.

Palabras clave: Hercínico, Zona Asturoccidental-Leonesa, pliegues, foliación, cabalgamientos, fallas.

The structure of the northeastern corner of the Westasturian-Leonese Zone has been studied. In this sector, the first structures developed are subvertical axial surface folds with a primary cleavage. Then, East verging thrusts originated. Some of this fractures were reactivated later at different times and with different senses of movement. The thrusts seem to present some geometrically defined relations to the folds, indicating that the two generations of structures are not completely independent. Among the resting structures, three generations of fractures are worth to be remarked: highly dipping faults in the northeastern sector that probably represent East verging thrusts; longitudinal normal faults descending its western wall, and transversal normal faults dipping to the north.

Key words: Hercynian, Westasturian-Leonese Zone, folds, foliation, thrusts, faults.

J. Aller, F., Bastida, J., Cabal y A. Pérez-Estaún., Departamento de Geología. Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo, España. Manuscrito recibido el 21 de Abril de 1989; revisado el 3 de Junio de 1989.

Las dos zonas geológicas que ocupan la parte oriental del macizo herciniano del Noroeste de la Península Ibérica, la Zona Cantábrica (ZC) y la Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL) (Fig. 1), presentan una evolución estructural diferente. En la ZC, situada al Este, las estructuras más importantes son cabalgamientos y mantos de despe-

gue, a cuyo desarrollo se asocian pliegues que continúan apretándose con posterioridad al emplazamiento de la correspondiente unidad alóctona (Pérez-Estaún *et al.* 1988). En la ZAOL, por el contrario, existen cabalgamientos que cortan pliegues fuertemente vergentes hacia el E, los cuales llevan asociado un clivaje ("cleavage")

primario; a su vez, todas estas estructuras aparecen suavemente plegadas por pliegues asimétricos con superficie axial subvertical (Marcos 1973). Las relaciones estructurales entre ambas zonas no son del todo claras, y su establecimiento requiere el conocimiento geológico detallado de las áreas limítrofes entre ambas, que constituyen esencialmente una gran estructura denominada Antiforme del Narcea, en cuyo núcleo afloran materiales precámbricos. Los estudios más recientes realizados en áreas de este antiforme (Gutiérrez Alonso 1987) o en áreas vecinas de la ZC (Bastida *et al.* 1984b; Heredia 1984) han revelado la existencia de dos generaciones de cabalgamientos; los más antiguos constituyen los cabalgamientos basales de algunas de las unidades alóctonas más importantes de la parte occidental de la ZC, mientras que los otros son cabalgamientos fuera de secuencia con desplazamiento generalmente menor; esto representa un hecho a tener en cuenta a la hora de interpretar las relaciones estructurales entre la ZC y la ZAOL.

El presente trabajo pretende contribuir a la resolución de los problemas que acabamos de exponer, mediante el estudio estructural de la prolongación septentrional del Antiforme del Narcea hasta la costa cantábrica, en la parte que representa el extremo NE de la ZAOL. Esta región ha sido analizada anteriormente por diversos autores. Así, cabe destacar los trabajos generales de Ruiz (1971), Marcos (1973, 1976), Julivert *et al.* (1973, 1977a); los de carácter más estratigráfico de Lotze (1961), Färber y Jaritz (1964), Arboleya (1973a) y Crimes *et al.* (1977) y los estructurales de Arboleya (1973b), Marcos y Arboleya (1975) y Bastida (1980). La realización de una nueva cartografía del sector (Fig. 1) ha dado lugar a algunos cambios importantes, tanto desde el punto de vista estratigráfico como estructural. Así, por ejemplo, en la nueva cartografía se observa cómo las rocas precámbricas ocupan un área mayor de la que ocupaban en las cartografías previas, prolongándose con una amplia zona de afloramiento hasta la localidad costera de Cudillero;

asimismo, puede verse la aparición de fracturas, algunas de notable importancia que hasta el momento habían pasado desapercibidas. Todo ello permite establecer nuevas precisiones acerca de la estructura del sector estudiado y comparar los resultados obtenidos con los actualmente disponibles en áreas vecinas, para mejorar, en definitiva, el conocimiento de las conexiones estructurales que existen entre la ZC y la ZAOL.

ESTRATIGRAFIA

La mayor parte de la prolongación septentrional del Antiforme del Narcea está constituida por materiales cambro-ordovícicos, si bien, como ya se ha mencionado, el Precámbrico ocupa una cierta extensión. A continuación, describiremos muy brevemente las características estratigráficas de los materiales de este sector, destacando los rasgos peculiares del mismo, y remitiendo al lector para mayor detalle a los trabajos más específicamente estratigráficos citados en la introducción.

PRECAMBRICO (PIZARRAS DEL NARCEA)

Está constituido por una alternancia de pelitas y grauvacas, con neto predominio de las primeras. Pérez-Estaún y Martínez (1978) han interpretado esta sucesión como turbidítica. Intercalados en ella aparecen algunos niveles de porfiroides, de carácter esencialmente vulcanodetrítico y de composición ácida (Suárez del Río 1976; Pérez-Estaún y Martínez 1978), que afloran bien dentro del área estudiada en las inmediaciones de Cudillero. Es destacable la existencia, en la parte N del sector, de algunos niveles negros ampelíticos, de algunos metros de espesor, francamente característicos.

PALEOZOICO

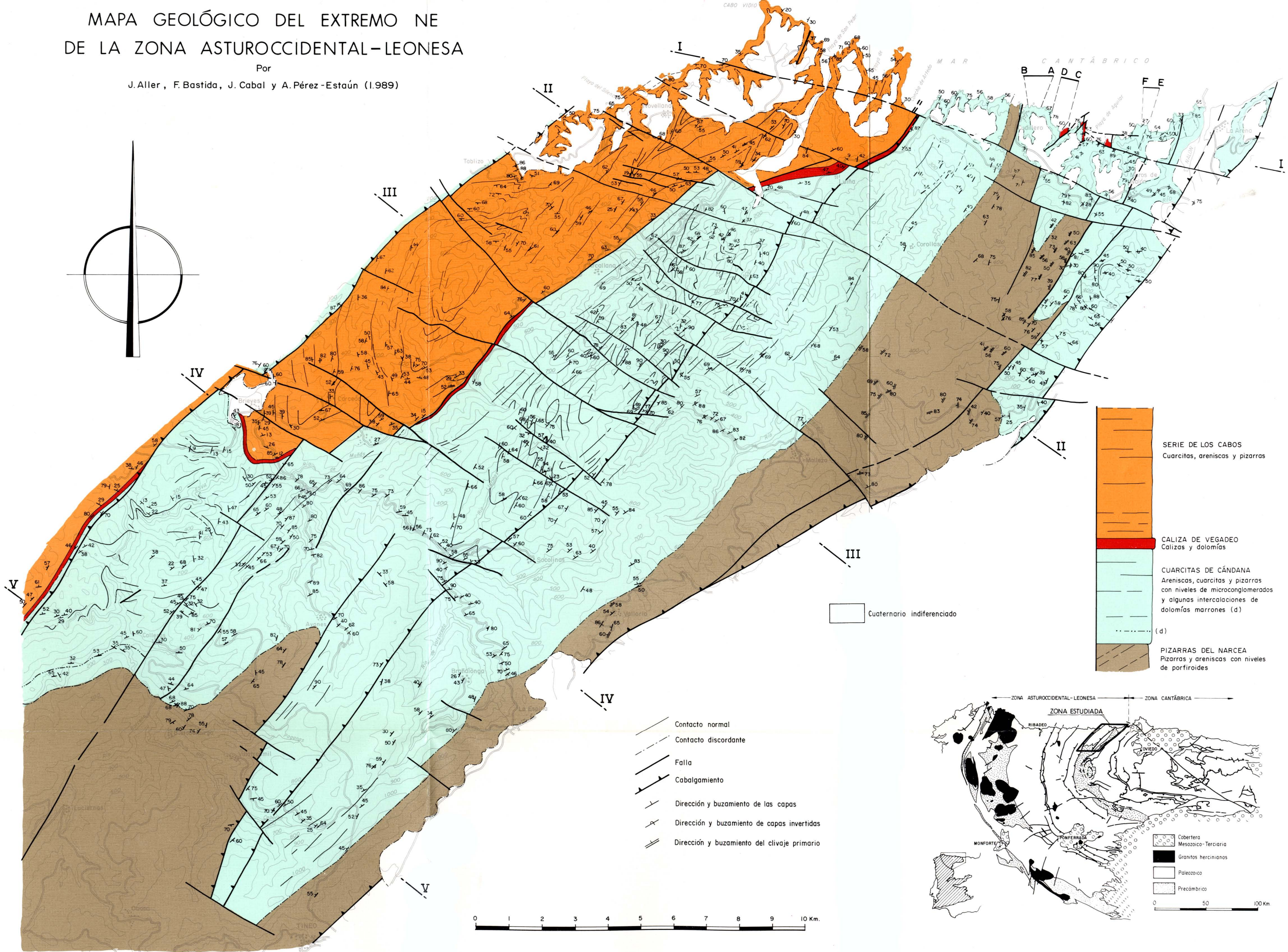
Está constituido, dentro del área estudiada por materiales pertenecientes al Grupo Cándana, Formación Vegadeo y Serie de los Cabos.

Fig. 1.- Mapa geológico del extremo NE de la ZAOL.



MAPA GEOLÓGICO DEL EXTREMO NE DE LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA

Por
J. Aller, F. Bastida, J. Cabal y A. Pérez-Estaún (1.989)



Grupo Cándana

Se sitúa discordante sobre las rocas precámbricas. Dentro del área estudiada, no obstante, esta relación no se observa fácilmente. En las inmediaciones de la Espina, la discordancia fue deducida por Marcos (1973) comparando las posiciones que adquieren las lineaciones de intersección S_0-S_1 en el Precámbrico y en el Grupo Cándana. En la actualidad, esta relación discordante puede observarse con gran calidad en la carretera local de Calleras a Bustoburniego.

Este grupo es el que presenta una mayor extensión de afloramientos dentro de la zona, habiéndose atribuido a esta unidad litoestratigráfica gran parte del sector oriental de la zona (Fig. 1), que previamente había sido atribuido a la Serie de los Cabos. (Färber y Jaritz 1964; Julivert, *et al.* 1973).

El Grupo Cándana está constituido, en el área estudiada, por areniscas feldespáticas, rosadas o verdosas, entre las que se intercalan niveles pizarrosos. Las areniscas suelen presentar un tamaño de grano grueso, existiendo también niveles microconglomeráticos. En ocasiones, puede aparecer un conglomerado basal (Ruiz 1971; Julivert *et al.* 1977). En la parte inferior, aparece en ocasiones un nivel de dolomías de 15 a 30 m. de espesor que otras veces se convierte en un bandeo dolomítico en las capas arenosas. La parte más alta presenta intercalaciones carbonatadas que constituyen una tránsito gradual a la Formación Vegadeo. El espesor debe oscilar entre unos 2.500 m. en la costa (Arbolea 1973a) y valores mayores (unos 3.500 m.) más al S.

Respecto a la edad del grupo, la presencia de fauna relativamente abundante en las capas de transición a la Caliza de Vegadeo que afloran en La Concha de Artedo ha permitido asignar a estas capas una edad Cámbrico Inferior, pudiendo quizá estar también representado, en la parte baja del grupo, El Proterozoico Superior (Sdzuy 1961; Crimes *et al.* 1977).

Formación Vegadeo

Aflora en diversos puntos del área estudiada, situándose sus mejores afloramientos en el

acantilado de la costa cantábrica. Su espesor puede alcanzar en este sector los 250 m. Está constituida por calizas masivas grises y blancas y dolomías marrones, con una parte inferior más pizarrosa. La textura inicial de la roca está habitualmente destruida por recristalización metamórfica y deformación. Las faunas ya citadas en la parte alta del Grupo Cándana, junto con las situadas justamente encima de la Formación Vegadeo permiten deducir para esta formación una edad esencialmente Cámbrico Inferior; en su parte más alta, puede llegar a estar representado el Cámbrico Medio.

Serie de los Cabos

Está constituida por areniscas y pizarras verdes o negras. Aflora en la parte oriental del área estudiada, no llegando a aparecer en ningún punto el techo de la serie. El espesor mínimo representado en esta zona es de 3.000 m. Su edad abarca desde el Cámbrico Medio al Ordovícico Inferior (Färber y Jaritz 1964; Julivert *et al.* 1973).

ESTRUCTURA

La inclinación generalizada de los ejes de los pliegues hacia el N ha permitido realizar la reconstrucción de la estructura en profundidad que se muestra en los cortes de la Fig. 2. A la luz de ellos y de las observaciones de campo realizadas, se deduce la existencia de una notable multiplicidad de estructuras, entre las que podemos distinguir los siguientes tipos:

- Pliegues de plano axial subvertical con una foliación primaria asociada y trazado NE-SO.
- Cabalgamientos de trazado NE-SO y vergentes al E.
- Ondulaciones de dirección axial transversal a las estructuras anteriores.
- Pliegues suaves de trazado NE-SO que doblan la foliación primaria.
- Fallas subverticales NE-SO con levantamiento del labio occidental.
- Fallas normales de trazado NE-SO.
- Fallas normales de trazado NO-SE.

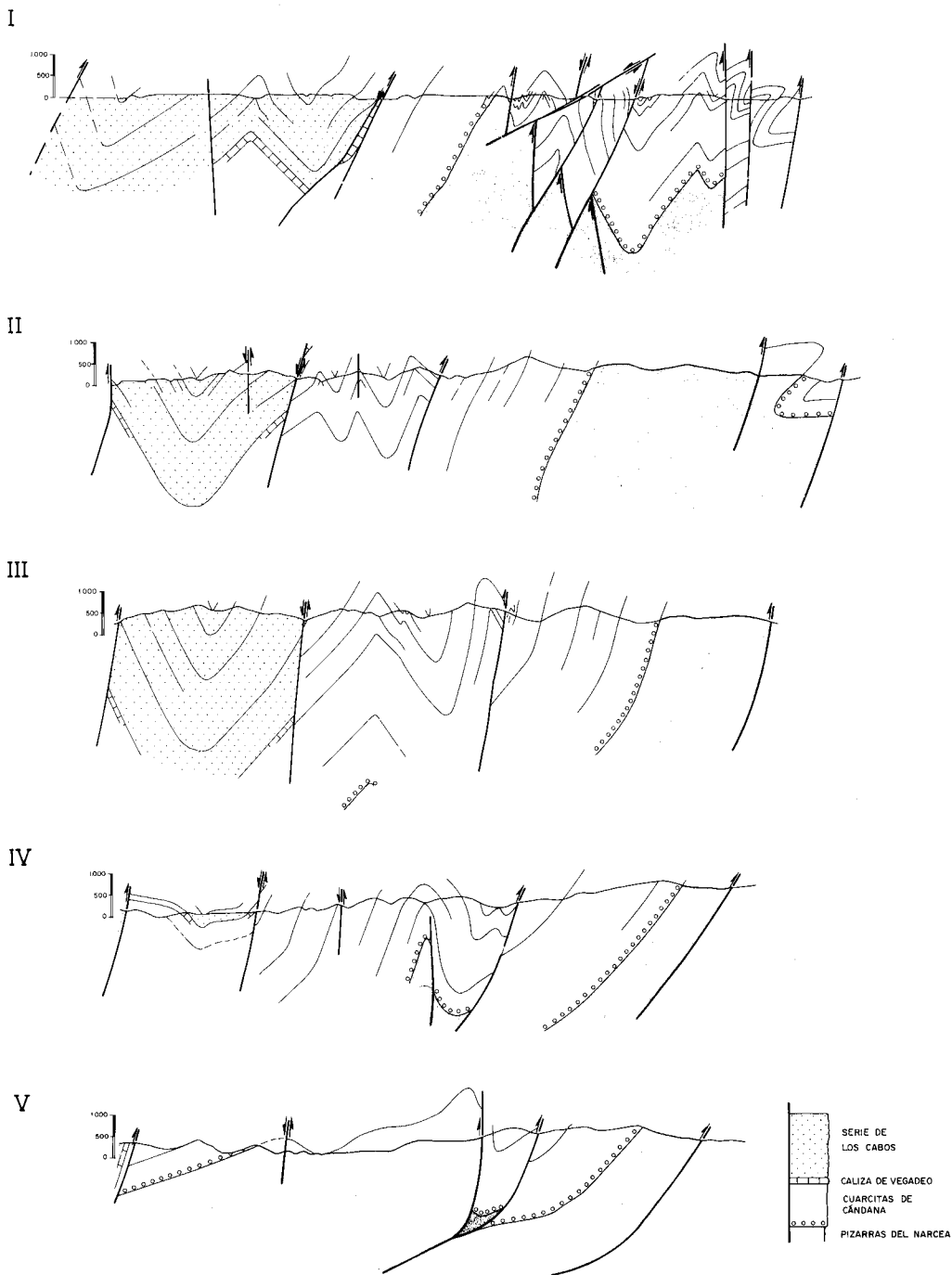
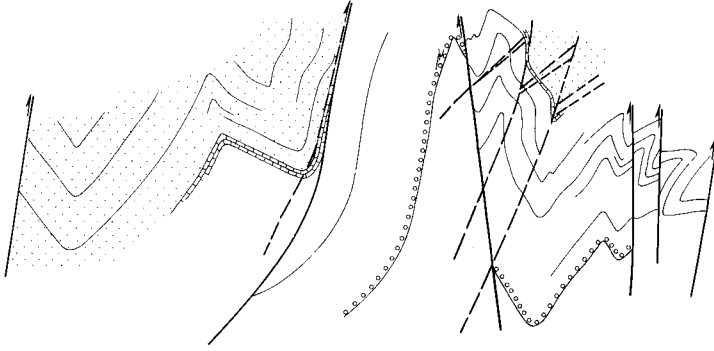
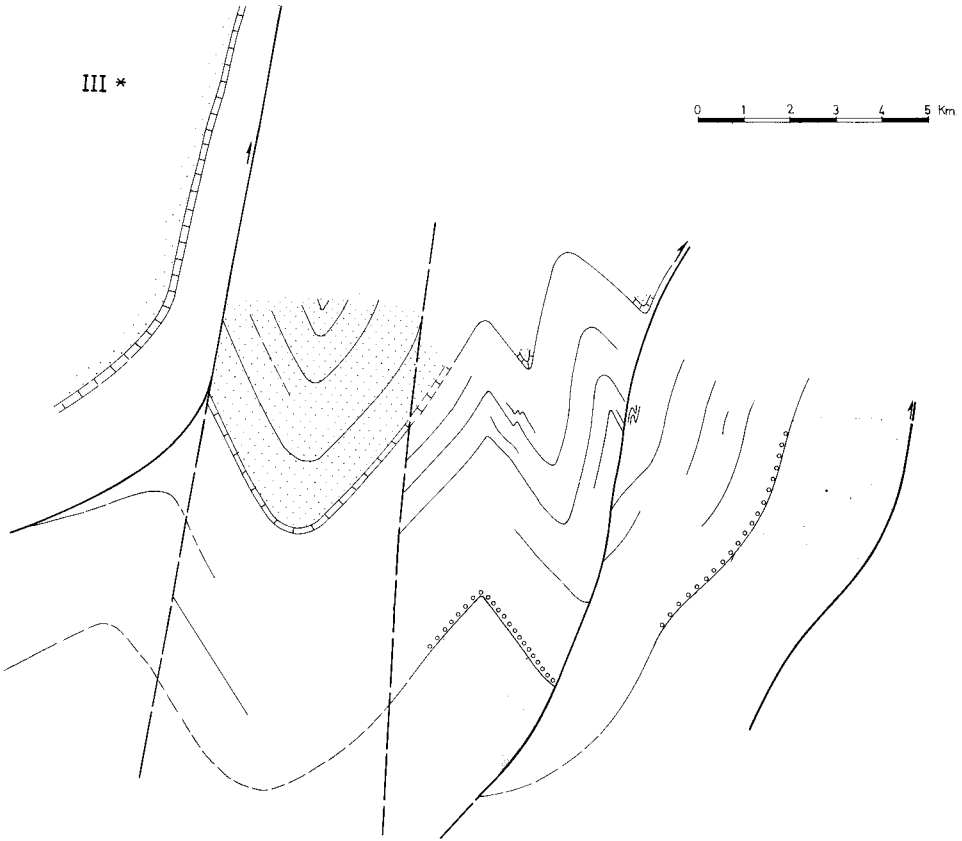


Fig. 2.- Cortes geológicos de la región estudiada. La situación de los cortes I-V se muestra en la Fig. 1. Los cortes I* y III* son los mismos cortes I y III deshaciendo el juego de las fallas directas, cuya futura situación se muestra con trazos discontinuos.

I *



III *



La nomenclatura y trazado de estas estructuras se muestra en el esquema de la Fig. 3, en el que puede observarse como la magnitud y abundancia de estos tipos de estructuras es desigual. La ordenación dada en el listado anterior no es necesariamente una ordenación temporal rigurosa.

Dentro de las fracturas citadas, hay que destacar algunas por su gran magnitud y por su larga historia, que implica movimientos correspondientes a más de uno de los grupos que hemos enumerado. Estas son: la Falla de Allande, que representa el límite occidental del área estudiada, y el Cabalgamiento de La Espina-Pravia, que constituye el límite oriental, y que separa la ZAOL de la ZC.

A continuación pasaremos a describir los principales tipos de estructuras.

PLIEGUES DE PLANO AXIAL SUBVERTICAL CON UNA FOLIACION PRIMARIA ASOCIADA

En el corte I* de la Fig. 2 puede observarse la geometría y distribución de estas estructuras en el extremo N de la zona estudiada y deshaciendo el juego de las fallas normales tardías. En él pueden distinguirse dos conjuntos de pliegues separados por una franja central de carácter homoclinal que está limitada a E y W por sendas fracturas. El conjunto occidental presen-

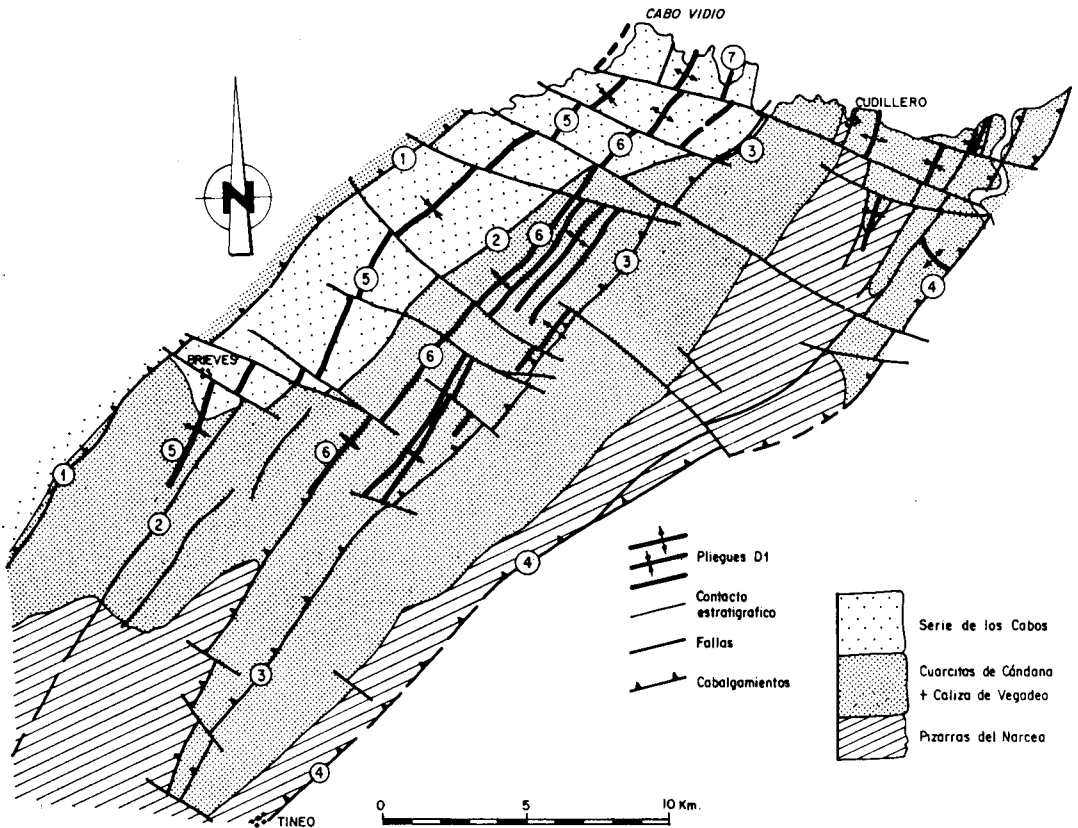


Fig. 3.- Esquema tectónico del área estudiada. 1: Falla de Allande; 2: Falla de Arcallana; 3: Cabalgamiento de Artedo; 4: Cabalgamiento de la Espina-Pravia; 5: Sinclinal de Brieves; 6: Anticlinal de San Pedro; 7: Sinclinal de Oleiro.

ta una geometría más sencilla y está constituido por el Sinclinal de Breives, el Anticlinal de San Pedro y el Sinclinal de Oleiro. El conjunto oriental presenta una geometría complicada por la existencia de numerosas fallas tardías (comparar con la geometría del corte I, Fig. 2) y se estrecha progresivamente hacia el S hasta desaparecer. Por el contrario, la franja ocupada por el conjunto occidental aumenta su anchura hacia el S (ver cortes II al V en la Fig. 2). El hecho de que se trate de pliegues con una foliación primaria asociada, la S_1 regional, permite atribuir estos pliegues a la primera de las fases descritas en la ZAOL (Matte 1968; Marcos 1973).

Estos pliegues presentan una geometría subangulosa y su ángulo entre flancos está comprendido entre 40 y 80°. La dirección axial de estos pliegues se inclina en general moderadamente hacia el N en el sector oriental y hacia el NE en el occidental (Fig. 4A). Únicamente al S de Tablizo y al N y O de Novellana, se encuentran direcciones inclinadas al SO (Fig. 4B), cuyo significado será discutido en un apartado posterior.

Entre las estructuras menores asociadas a estos pliegues podemos citar las siguientes:

Foliación

Se trata de un clivaje primario (S_1). En los niveles pelíticos se presenta como un clivaje

continuo, mientras que en los arenosos suele ser un clivaje espaciado, aunque muy penetrativo. Esta estructura ha sido estudiada en esta zona por Bastida (1980, 1982). En la Fig. 4C se muestra una proyección de datos de clivaje medidos en la parte W de la zona estudiada.

En los materiales pelíticos (Fig. 5), se observa una transición gradual entre un clivaje pizarroso grosero y un clivaje pizarroso bien desarrollado, que se encuentra por lo general en las rocas en las que el contenido en cuarzo es menor. El clivaje está definido fundamentalmente por la orientación de los filosilicatos de neoformación que, en general, predominan netamente sobre las micas detríticas.

En las areniscas (Fig. 6), el aspecto del clivaje varía de acuerdo con el porcentaje de matriz. Cuando este es escaso, por ejemplo en las cuarcitas, no se desarrolla generalmente una orientación dimensional preferente, generándose una deformación intracrystalina que llega a producir una recristalización dinámica, generalmente incipiente. En areniscas con un cierto porcentaje de matriz, se observa la formación de una orientación dimensional preferente que define un clivaje grosero o un clivaje pizarroso grosero; en estos casos, la disolución por presión parece ser un mecanismo de deformación muy importante.

En los materiales carbonatados, el aspecto más frecuente de la foliación viene definido por

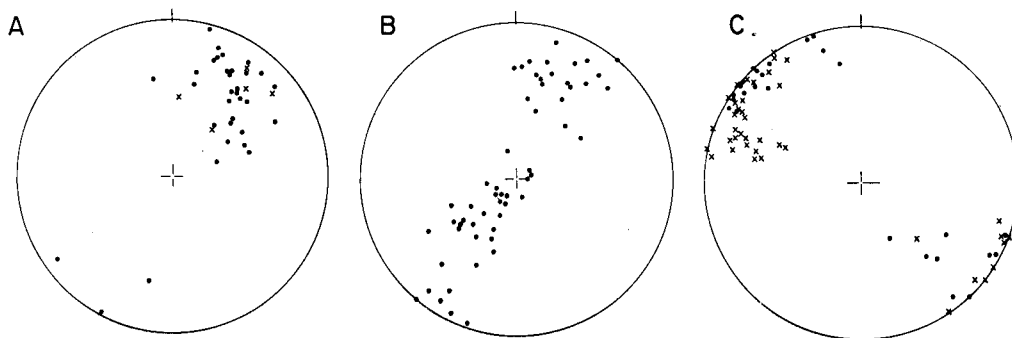


Fig. 4.- Proyección estereográfica de datos de ejes de pliegues y clivajes D_1 . A: Ejes de pliegues (x) y lineaciones de intersección (.) de primera fase en materiales del Grupo Cándana del sector Luña-Ayones. B: Ejes de pliegues y lineaciones de intersección en materiales de la Serie de los Cabos en el sector Novellana-Breives. C: Polos de clivaje primario en el sector Luña-Ayones (x) y en el sector Novellana-Breives (.).

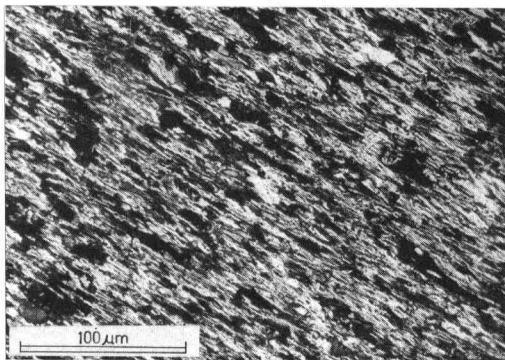


Fig. 5.- Aspecto del clivaje pizarroso D_1 en pelitas, definido por la orientación dimensional preferente de sericita de neoformación. (Según Bastida 1980).

una elongación dimensional de los carbonatos recristalizados.

Pliegues menores

Asociados a los mayores, existen numerosos pliegues menores, bien observables en el acantilado de la costa, donde han sido estudiados anteriormente por Bastida (1980). El tamaño y las características más generales de estos pliegues se observan en la Fig. 7D, E, F y G, y en los cortes de la Fig. 8. Los valores del ángulo entre flancos y la clasificación de Hudleston (1973) se muestran en la Fig. 9. La geometría de las capas plegadas es muy variable, existiendo desde pliegues paralelos hasta pliegues subsimilares.

Respecto a los mecanismos de plegamiento implicados, existen con cierta frecuencia fibras de cuarzo sobre las superficies de estratificación, formando un ángulo alto con la correspondiente dirección axial (Fig. 10a), y venas desplazadas por la estratificación (Fig. 7C y E); todo ello indica que el mecanismo de deslizamiento flexural ha jugado un papel importante. No obstante, existen algunos datos de carácter más local que indican que los mecanismos de flujo flexural y deformación longitudinal tangencial deben haber actuado también, de forma más ocasional. Este es el caso de las estratificaciones cruzadas plegadas que se muestran en la Fig.

10b, y de algunos otros datos de campo (Fig. 5F). Finalmente, el hecho de que muchos pliegues presenten geometrías de tipo 1C, y la propia existencia de una foliación asociada indican un mecanismo de aplastamiento superpuesto.

"Boudinage"

Se trata de una estructura muy frecuente y que ya ha sido considerada por Arboleya (1973b), Marcos y Arboleya (1975), Bastida (1980) y, más específicamente por Rianza (1984), quien la ha analizado en la playa del Silencio y sus alrededores, donde presenta un desarrollo excepcional. Las geometrías más abundantes (Fig. 7 A y B) corresponden a estructuras de adelgazamiento y engrosamiento "pinch-and-swell" y "boudins" lenticulares, por un lado, y a "boudins" romboidales. Estos últimos consisten en pequeños fragmentos de roca que han sido desplazados a lo largo de pequeñas fallas inversas oblicuas a la estratificación subvertical y que posteriormente han rotado y/o se han deformado hasta colocarse con su diagonal mayor aproximadamente paralela a la posición original de las capas. En general, los cuellos de los "boudins" presentan direcciones coincidentes con las axiales de los pliegues, por lo que parecen estructuras asociadas al desarrollo de estos. Este desarrollo coincide con el propuesto por Rast (1956) para este tipo de estructuras.

Cuñas tectónicas

Fueron citadas por Marcos y Arboleya (1975) en un solo afloramiento situado en la playa de Aguilar, que se encuentra en la actualidad oculto por un desprendimiento de ladera. Esta cuñas son análogas a las descritas en la región de Cabo Peñas (Julivert 1976) y consisten en pequeños despegues acompañados de fallas inversas de bajo ángulo dando lugar a un desplazamiento inferior a un metro. Esta cuñas se encuentran claramente afectadas por los pliegues y, de acuerdo con los mencionados autores, se trataría de estructuras originadas en el inicio de la primera fase de deformación.

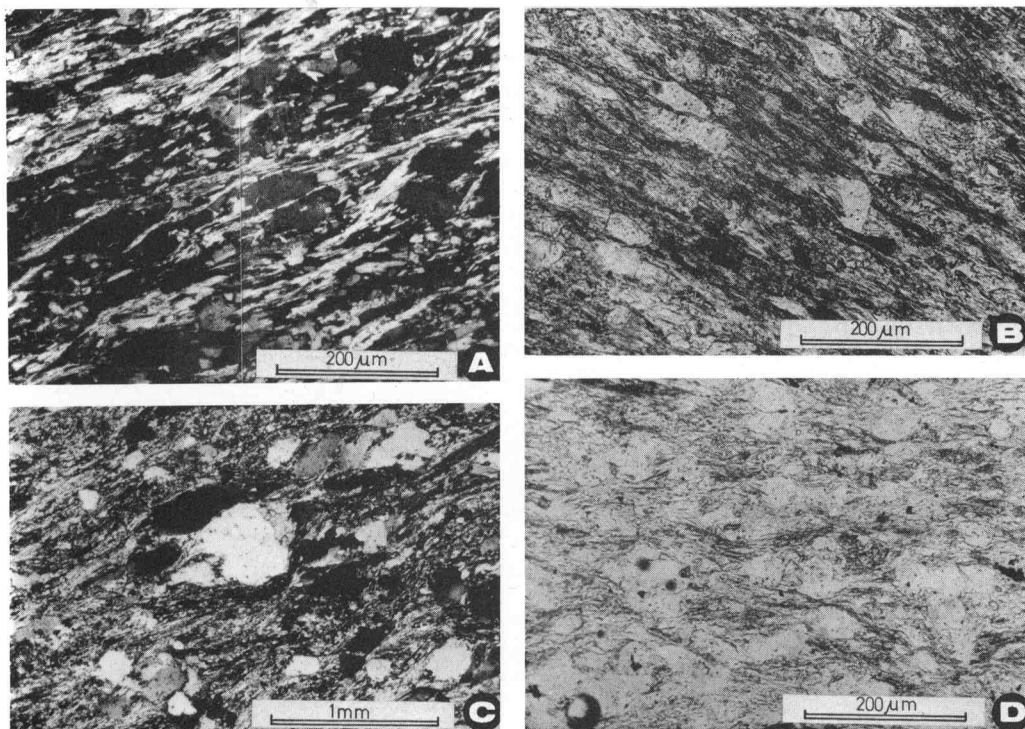


Fig. 6.- Clivaje pizarroso grueso (A y B) y clivaje grueso (C y D) en materiales arenosos del Grupo Cándana. Se observan sombras de presión en granos de cuarzo y frecuentes filosilicatos de neoformación. (Según Bastida 1980).

CABALGAMIENTOS VERGENTES AL ESTE

Dentro de esta categoría de estructuras, pueden citarse tres grandes fracturas: la Falla de Allande, el Cabalgamiento de Artedo y el Cabalgamiento de la Espina-Pravia. El primero y el tercero constituyen respectivamente los límites occidental y oriental del área estudiada. La historia de estas fracturas es larga y, dado que cada uno de ellas presenta sus propias peculiaridades, serán tratadas por separado a continuación.

La Falla de Allande

La disposición actual en profundidad de esta larga fractura se deduce fácilmente de la cartografía y se encuentra representada en los cortes

III, IV y V de la Fig. 2. En su parte más superficial observable, que se corresponde en cartografía con la parte N de su trazado, esta falla sitúa materiales más antiguos en su labio W, mientras que en profundidad (parte S de su trazado cartográfico), los materiales más antiguos se sitúan en el labio oriental, en el que aparecen materiales precámbricos. Esta disposición presenta problemas a la hora de interpretar su significado.

La interpretación previa como un cabalgamiento que corta a pliegues previos (Marcos 1973) es difícil de admitir, ya que los pliegues presentan planos axiales con una disposición paralela, en general, al trazado de la falla, sin que se vea en ningún caso que la falla corte los dos flancos de un pliegue. Descartada esta posibilidad, la explicación más plausible se basa en

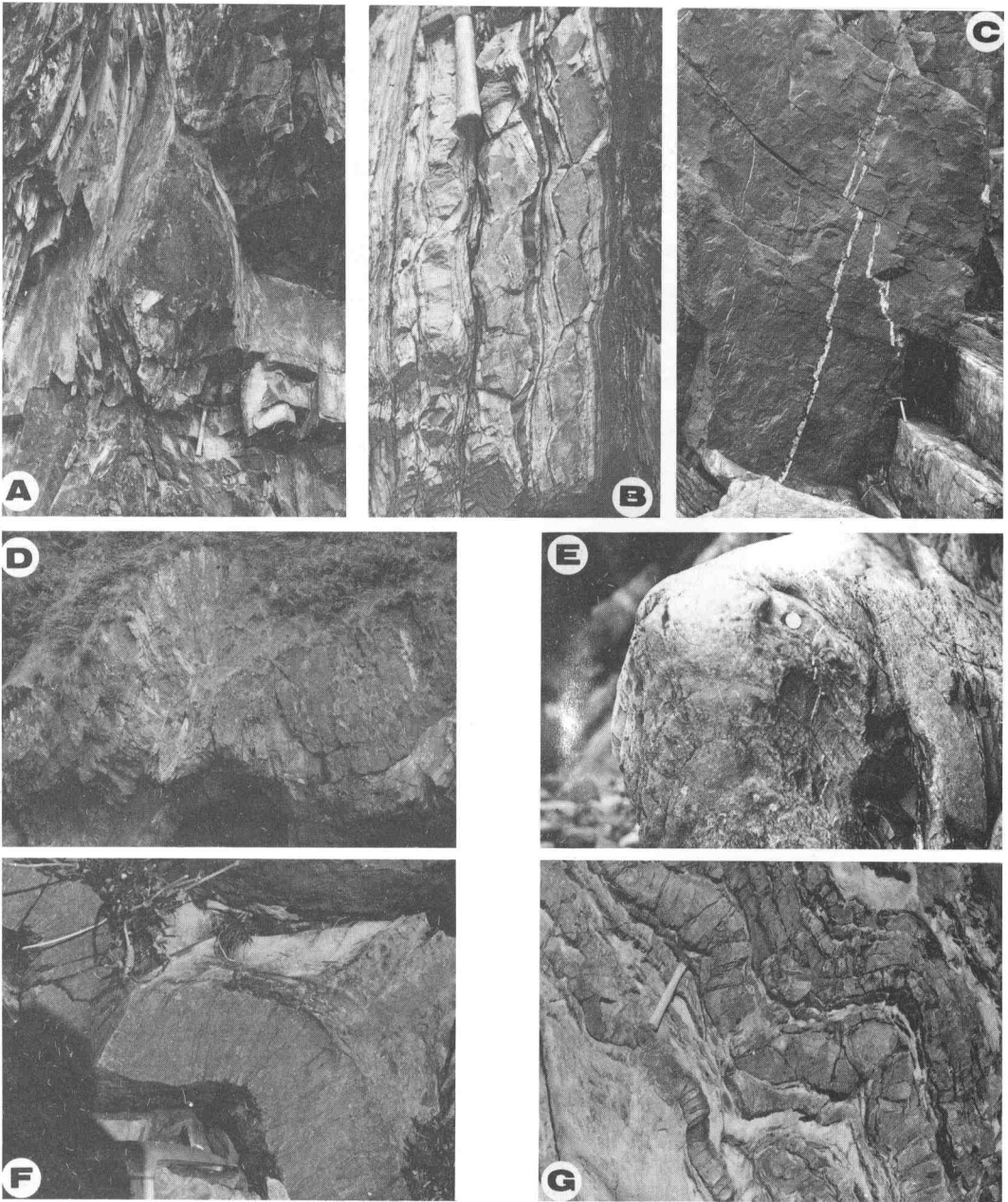


Fig. 7- A y B: tipos morfológicos de "boudins" existentes en la Playa del Silencio; A: "boudins" lenticulares, B: "boudins" romboidales. C y E: venas de cuarzo desplazadas a lo largo de la estratificación de acuerdo con el mecanismo de deslizamiento flexural (W de la Ría del Nalón). D: pliegues concéntricos afectados por una falla inversa (E de Cudillero). F y G: pliegues con una relación longitudinal de onda/espesor pequeña, indicando un importante acortamiento homogéneo de las capas. En F se observa un clivaje espaciado en abanico convergente, particularmente marcado en el arco interno de la zona de charnela, indicando deformación longitudinal-tangencial. (Según Bastida 1980).

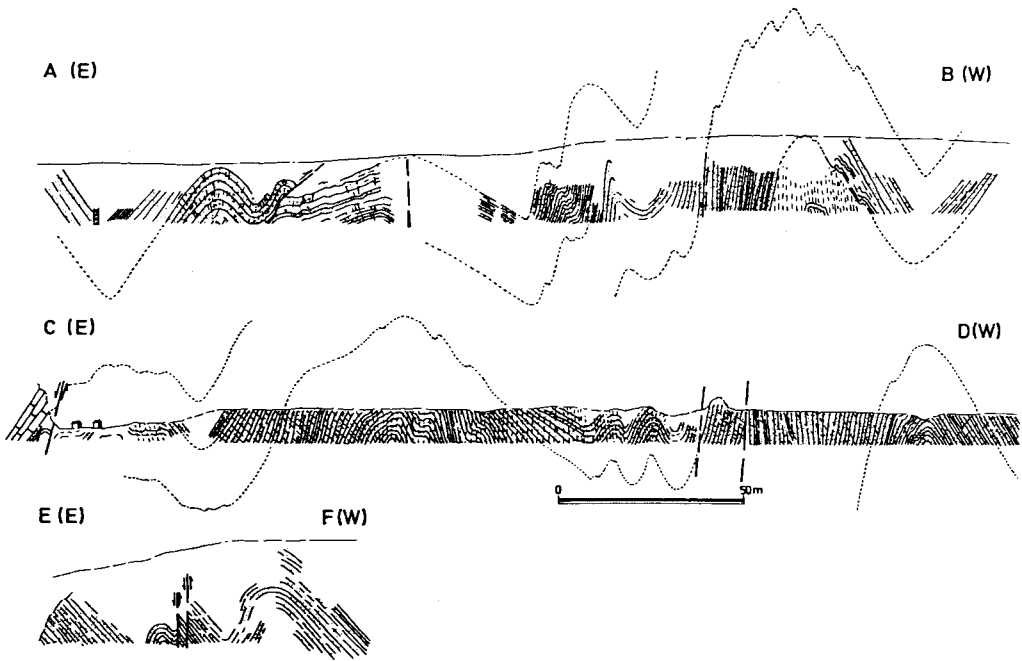


Fig. 8.- Cortes de detalle realizados sobre el acantilado en el extremo N de la zona estudiada. Ver situación en la Fig. 1. (Según Bastida 1980).

admitir dos movimientos para esta fractura: uno como cabalgamiento vergente al E, y otro como falla normal con hundimiento del bloque occidental. El orden en que se produjeron estos movimientos es también problemático y no se puede descartar en este momento ninguna de las dos posibilidades que existen.

La posibilidad de un primer movimiento como falla normal sugiere para éste un carácter sinsedimentario, que habría estado asociado a la distensión del margen continental cantábrico durante el Paleozoico inferior. Sin embargo, y aunque la tectónica comparada nos dice "a priori" que estas fracturas debieron existir en el NW de la Península, esta interpretación no se encuentra apoyada, como cabría esperar, por el registro estratigráfico del sector implicado.

La posibilidad de un primer movimiento como cabalgamiento y un segundo como falla normal representa una secuencia factible en el desarrollo del orógeno, máxime si se tiene en

cuenta la situación de esta fractura en el borde occidental del Antiforme del Narcea, lo cual induce a pensar en un movimiento tardío como falla de revestimiento ("drop-fault"); la existencia de fallas normales tardías longitudinales dentro del área estudiada refuerza también esta hipótesis. Por otro lado, la Falla de Viveiro, que constituye el límite occidental de la ZAOL, y que presenta una situación estructural semejante a la Falla de Allande, ha sido interpretada también como una falla normal tardía (Bastida *et al.* 1984a; Martínez-Catalán 1985). Por consiguiente, esta segunda posibilidad parece la más factible y ha sido considerada ya por algunos autores (Bastida *et al.*, en prensa).

La estructura que muestra el corte III* de la Fig. 2 permite observar la geometría que tendría el cabalgamiento original y entender la relación de los materiales situados en la actualidad a un lado y otro de la falla. De esta forma se distingue una zona larga en el bloque cabalgan-

te donde la parte alta del Grupo Cándana presenta la estratificación paralela al trazado de la falla, mientras que en el bloque cabalgado, la estratificación de los materiales cámbricos y ordovícicos es cortada por la fractura. El desplazamiento mínimo para este cabalgamiento es del orden de 12 Km. Este importante valor parece estar de acuerdo con la intensidad de la deformación que se encuentra asociada a la zona del cabalgamiento, constituida frecuentemente por varias decenas de metros con un clivaje de crenulación muy penetrativo que deforma el clivaje primario de las rocas.

El Cabalgamiento de Artedo

El trazado cartográfico de esta fractura se sigue desde la Concha de Artedo hasta el extremo S de la zona estudiada, en las proximidades de Tineo, donde afecta exclusivamente a materiales precámbricos. En la zona N de Tineo, se trata en realidad de dos cabalgamientos que deben unirse en profundidad y cuya geometría puede verse en los corte IV y V de la Fig. 2. Este cabalgamiento separa una zona homoclinal al E, aproximadamente paralela al trazado de la fractura, del conjunto occidental de pliegues citado con anterioridad. Respecto al bloque cabalgante, el cabalgamiento se sitúa paralelo al flanco oriental del sinclinal de Oleiro, para pasar a cortar en profundidad su flanco occidental. A pesar de su largo trazado, el desplazamiento de este cabalgamiento es relativamente pequeño (del orden de 2 a 3 Km), como se desprende de la citada Fig. 2.

El Cabalgamiento de La Espina-Pravia

Esta estructura representa el límite oriental entre la ZAOL y la ZC en este sector septentrional. A partir de las líneas de corte de la base de la sucesión paleozoica a ambos lados del cabalgamiento, que se pueden obtener utilizando los datos cartográficos de Julivert *et al.* (1977b) para la línea de corte en los materiales del autóctono relativo, situada al S de la zona estudiada, y suponiendo que estas líneas son paralelas a las direcciones axiales de los pliegues,

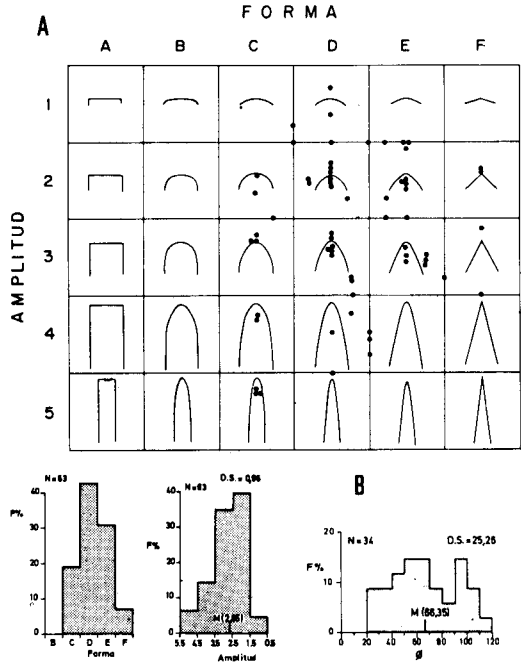


Fig. 9.- A: clasificación por el método de Hudleston de las formas de las superficies plegadas para pliegues menores D1. B: histograma de las frecuencias de los valores de ángulo entre flancos para los mismos pliegues. (Según Bastida 1980).

se deduce un desplazamiento mínimo de 10 Km. En la parte meridional, el cabalgamiento se mantiene en general paralelo al trazado del Grupo Cándana en el bloque cabalgante, pero en la parte N, estas relaciones estructurales se complican, apareciendo los pliegues más orientales de los cortes I y II netamente cortados por la fractura. Esto sugiere la existencia de movimientos tardíos de este cabalgamiento que tienden a enmascarar su geometría primitiva.

Estructuras asociadas a los cabalgamientos

El desarrollo de este tipo de estructuras es muy desigual según el cabalgamiento considerado. Junto a la Falla de Allande se observa una zona intensa de deformación dúctil con desarrollo de un clivaje de crenulación muy penetrativo. El Cabalgamiento de Artedo presenta una zona de deformación asociada de anchura más li-

mitada y de carácter más local; en esta zona aparecen pliegues con un clivaje de crenulación S_2 asociado. El Cabalgamiento de La Espina-Pravia presenta en la costa, que es prácticamente el único lugar donde los afloramientos permiten una observación detallada, una deformación de carácter frágil con desarrollo de venas de cuarzo y brechificación en las areniscas y cuarcitas del Grupo Cándana.

Por lo que se refiere a las características del clivaje de crenulación, hay que decir que frecuentemente éste aparece con una disposición aproximadamente paralela a la correspondiente superficie de cabalgamiento. Microscópicamente, se observa como en los niveles más pizarrosos el clivaje se ha originado a partir de una crenulación irregular, por formación de láminas de clivaje anastomosadas en los flancos de los micropliegues, que están definidas por la orientación dimensional preferente de filosilicatos; los granos de cuarzo se concentran, por el contrario, en los microlitones. En los niveles más limolíticos o arenosos, cuando estos presentan un cierto porcentaje de micas, se observa la formación de una crenulación y, en ocasiones, de un clivaje de crenulación. En los casos de materiales pelíticos con un cierto contenido en cuarzo, se origina frecuentemente un bandeo tectónico.

Significado tectónico de los cabalgamientos

Dado que los cabalgamientos de la ZAOL y de la ZC presentan un significado diferente si se comparan las secuencias deformacionales de ambas zonas, resulta de especial interés conocer las características de los cabalgamientos en esta zona limítrofe. Ya se ha visto anteriormente el carácter heterogéneo de estas fracturas. La Falla de Allande y el cabalgamiento de La Espina-Pravia parecen tener una historia larga, con más de un movimiento mientras que el Cabalgamiento de Artedo presenta una historia más sencilla.

El hecho de que la Falla de Allande y el Cabalgamiento de Artedo presenten un clivaje de crenulación S_2 asociado deformando el clivaje primario indica que estos cabalgamientos son

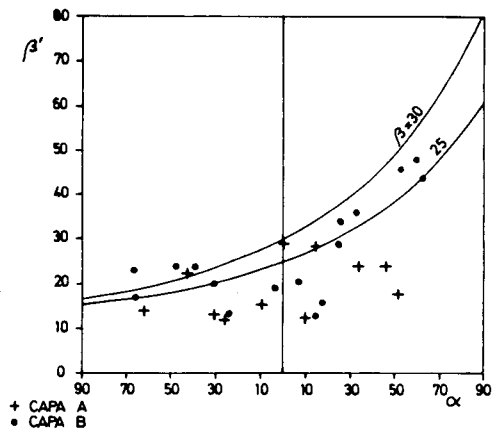
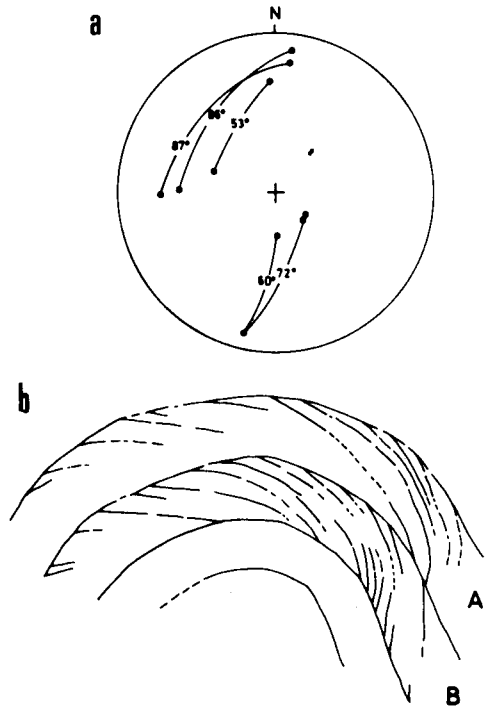


Fig. 10.- a: relaciones angulares entre fibras de minerales sobre la estratificación y ejes de los pliegues correspondientes (. fibras, o ejes). b: proyección para las capas de arenisca con es-tratificación cruzada A y B, de la variación del ángulo diedro de la estratificación cruzada medido sobre el perfil del pliegue (β') como función del buzamiento de la capa (α). Las curvas dibujadas para ajustar los puntos de la capa B corresponden a un mecanismo de flujo flexural con ángulos de reposo de las laminaciones cruzadas (β) de 25 y 30°. (Según Bastida 1980).

posteriores a los pliegues ya descritos. Por otro lado, el hecho de que estos cabalgamientos lleven una importante deformación dúctil asociada sugiere un origen para ellos no tardío en la historia de la deformación de la región. Esto parece indicar que estos cabalgamientos forman parte de las estructuras de segunda fase de la ZAOL.

El Cabalgamiento de La Espina-Pravia presenta algunas características que sugieren un funcionamiento tardío, como es el hecho de que corte netamente los dos flancos de un pliegue D_1 según un plano subperpendicular a su superficie axial y el que la deformación asociada corresponda a un comportamiento frágil. Sin embargo, el enorme y brusco cambio paleográfico asociado a este cabalgamiento pone fuera de toda duda su importancia como tal en un episodio relativamente temprano de la historia geológica, de acuerdo con lo que nos indica el conocimiento geológico regional. Es factible pensar que el enmascaramiento producido por un episodio de fractura posterior nos impide determinar objetivamente, mediante datos obtenidos en la zona estudiada, las relaciones geométricas precisas que este cabalgamiento tuvo con los pliegues D_1 .

Llama la atención la existencia de una relación geométrica entre los pliegues D_1 y los cabalgamientos. Así, los cabalgamientos de Arredo y de La Espina-Pravia parecen formarse en el extremo oriental de un conjunto de pliegues D_1 ; además, el primero de estos dos cabalgamientos se presenta como una falla inversa de flanco, es decir, es paralela a un flanco de un pliegue, mientras que corta al otro flanco. Esta disposición geométrica parece resultar de la influencia de la anisotropía de la roca e indica probablemente que la D_1 y la D_2 son el resultado de un proceso progresivo en el que cambia, no obstante, claramente el tipo de deformación.

ONDULACIONES DE DIRECCION AXIAL TRANSVERSAL

Como se ha descrito anteriormente, la dirección axial de los pliegues D_1 sufre un brusco cambio de inclinación (Fig. 4B) en el sector si-

tuado al S de Tablizo, así como en la zona al N y O de Novellana, donde las lineaciones de intersección So- S_1 y los ejes de los pliegues D_1 muestran una inclinación al SO o al OSO, que en ocasiones llega a ser muy fuerte. Esta flexión es dibujada también por la estratificación que llega a disponerse con rumbo E-O, pero no así por el clivaje que mantiene una posición mucho más constante (Fig. 4C); tampoco afecta esta flexión a las fracturas adyacentes (Falla de Allande y Cabalgamiento de Arredo). Esta curiosa disposición es acorde con un mecanismo de deformación por cizalla heterogénea a través de las capas, mecanismo raramente citado en la literatura geológica y que implica ausencia de acortamiento en una dirección tangencial a la corteza y es, por tanto, incompatible con un proceso de "buckling". Por estas razones, cabe pensar que se trate de una estructura lateral asociada a un cabalgamiento, resultando difícil en estos momentos precisar más esta relación.

PLIEGUES SUAVES DE TRAZADO NE-SO QUE DOBLAN LA FOLIACION PRIMARIA

En el extremo oriental de los cortes I y II de la Fig. 2, se observa como la superficie axial de los pliegues D_1 , que en el conjunto del sector estudiado suele ser subvertical, se dobla suavemente y pasa a tener un buzamiento moderado hacia el E. Este pliegue suave dobla al clivaje S_1 y le hace buzarse incluso suavemente, en algunas localidades, en sentido opuesto al habitual, es decir, con una componente E importante. Esta estructura es única en el sector estudiado y su geometría coincide con la de las que se asignan a la tercera fase de deformación D_3 en la ZAOL.

FALLAS SUBVERTICALES NE-SO CON LEVANTAMIENTO DEL BLOQUE OCCIDENTAL

Son relativamente frecuentes en la parte noroccidental de la zona (corte I* de la Fig. 2). Cortan claramente a los pliegues D_1 , y el segundo movimiento que hemos atribuido al Cabalgamiento de La Espina-Pravia se correspon-

de probablemente con una estructura de este tipo. El desplazamiento es variable, alcanzando los 4,5 km en la falla más occidental. Existen pocas evidencias cartográficas de las características de estas fallas. Parece probable que puedan perder buzamiento en profundidad y que se trate, por tanto, de cabalgamientos. Si esto es así, el hecho de que sean fracturas tardías sugiere que pueden representar una segunda generación de cabalgamientos; sin embargo, tampoco existen datos cartográficos que indiquen que estas fracturas cortan a los cabalgamientos anteriormente descritos.

FALLAS NORMALES DE TRAZADO NE-SO

Constituyen un rasgo importante de la estructura de la zona estudiada. El plano de falla se indica siempre hacia el W. El desplazamiento es variable y parece disminuir para las fallas más orientales. El segundo movimiento probable como falla normal de la Falla de Allande, parece corresponder a este tipo de estructura, lo cual llevaría implícito un desplazamiento mínimo de 10 Km. La Falla de Arcallana presenta un desplazamiento de 2 Km y las fallas más orientales del corte I (Fig. 2) lo tienen de aproximadamente 1 Km. Respecto a la deformación asociada a estas fallas, merece la pena destacar la importante brechificación que se encuentra en el labio occidental de la Falla de Allande, sobre todo en la parte Sur de la zona estudiada. La edad de estas fallas se deduce fácilmente de su trazado cartográfico, ya que en algún caso puede verse como cortan a los pliegues (por ejemplo, en la zona situada al W de San Martín de Luiña), y son cortadas, sin embargo, por las fallas normales transversales.

FALLAS NORMALES DE TRAZADO NO-SE

Tal como refleja la cartografía, son muy frecuentes; presentan el plano de falla inclinado muy fuertemente hacia el N y un desplazamiento que implica generalmente un hundimiento del labio N, con una cierta componente, en algún caso, de desgarre levógiro. El desplazamiento es pequeño, en la mayoría de los casos inferior a 1

Km. Por lo que se refiere a la edad de esta fallas, el hecho de que más al E, fuera de la zona estudiada, fallas de este tipo afecten a la cobertura mesozoica parece indicar una edad muy tardía, probablemente relacionada con la apertura del Golfo de Vizcaya. No obstante, no se puede descartar que estas fallas tardías, o parte de ellas, estén relacionadas con el cabeceo de los pliegues hacia el N producido por el desarrollo del Antiforme del Narcea en su terminación septentrional.

SINTESIS Y DISCUSION

La zona estudiada, aunque se sitúa dentro de la ZAOL, presenta una historia de la deformación con algunas peculiaridades asociadas a su situación como un área marginal del Antiforme del Narcea, próxima a la ZC.

Los pliegues D_1 son comparables al resto de los existentes en la ZAOL, si bien presentan una mayor verticalización de sus superficies axiales como consecuencia de la deformación asociada al desarrollo del Antiforme del Narcea.

Por lo que se refiere a los cabalgamientos D_2 , estos presentan unas características comparables a las de los situados algo más al W, dentro también de la ZAOL. El hecho de que estos cabalgamientos, y sobre todo el Cabalgamiento de Artedo, aparezcan cortando a los pliegues D_1 siguiendo una pauta geométrica definida (fallas inversas de flanco), sugiere que el desarrollo de ambas fases no es un proceso completamente independiente. Lo mismo puede deducirse de la existencia de flexiones laterales en los pliegues como las que se han discutido en un apartado anterior, y que se relacionan probablemente con rampas laterales de cabalgamientos. En este sentido, puede pensarse que los cabalgamientos presentes en la zona son resultado de la propagación hacia arriba de zona de cizalla o despegues originados en zonas más profundas y que compensarían la deformación que representa el desarrollo de los pliegues D_1 . En este sentido, debe decirse que en la parte adyacente de la ZC se han descrito situaciones similares a ésta (Pello 1972; Alonso com. pers. 1989). Sin embargo, y a falta de un conocimiento detallado de

la estructura del sector situado inmediatamente al S de la zona estudiada, que probablemente mostrará la evolución de las estructuras aquí estudiadas en profundidad, por el momento resulta difícil concretar más este aspecto.

Por otro lado, en áreas más meridionales de la ZC, marginales del Antiforme del Narcea, se ha descrito la existencia de dos generaciones de cabalgamientos (Bastida *et al.* 1984b; Gutiérrez Alonso 1987), lo cual plantea el problema no resuelto de correlacionar los cabalgamientos D₂ del área estudiada con una de dichas generaciones. En este sentido, cabría pensar que se trata de la primera generación; sin embargo, el hecho de que las conexiones cartográficas con dichas áreas meridionales no sean aún claras, y el que se haya detectado una importante zona de cizalla dúctil en los materiales precámbricos del límite Sur del área estudiada, al W de Tineo, cuya relación con los cabalgamientos aún no está bien dilucidada, establece dudas a este respecto.

Por lo que se refiere a las estructuras D₃, al margen de la verticalización sufrida por las estructuras D₁ y D₂, que es posible atribuir a esta fase, dichas estructuras presentan una representación muy escasa, pudiendo citarse únicamente la suave flexión que afecta a la S1 en el sector NE del área estudiada, junto con algunos afloramientos excepcionales en los que se observa el desarrollo de una crenulación inclinada moderadamente al E.

Las fracturas subverticales que levantan el labio occidental son probablemente cabalgamientos tardíos que tal vez puedan correlacionarse con la segunda generación citada en zonas más meridionales; sin embargo, los problemas expuestos anteriormente no permiten establecer claramente esta correlación.

Finalmente, las fallas normales longitudinales representan una deformación tangencial por distensión claramente posterior a la estructura anteriormente esbozada.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco de un convenio entre el I.T.G.E. y la Universidad de Oviedo.

BIBLIOGRAFIA

- Arbolea, M. L. (1973a).- Nota sobre los icnofósiles del Cámbrico de la costa asturiana entre Cudillero y Ballota (NO de España). *Brev. Geol. Ast.*, **18**, 37-42.
- Arbolea, M. L. (1973b).- La estructura herciniana a lo largo del corte de la costa entre Cabo Vidrias y Ballota (Asturias, NO de España). *Brev. Geol. Ast.*, **17**, 49-55.
- Bastida, F. (1980).- *Las estructuras de la primera fase de deformación herciniana en la Zona Asturoccidental-leonesa (Costa Cantábrica, NW de España)*. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo.
- Bastida, F. (1982).- La esquistosidad primaria y las microestructuras de las cuarcitas en la Zona Asturoccidental-leonesa (NW de España). *Trab. Geol.* Universidad de Oviedo, **12**, 159-185.
- Bastida, F., Martínez-Catalán, J. R. y Pérez-Estaún, A. (en prensa).- Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the hercynian belt of NW Spain. *Tectonophysics*.
- Bastida, F., Marcos, A., Marquínez, J., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J. A. (1984a).- *Mapa Geológico de España, E. 1:200.000, Hoja nº 1 (La Coruña)*. Inst. Geol. Min. Esp.
- Bastida, F., Marcos, A., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J. A. (1984b).- Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO España). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, **95**, 517-539.
- Crimes, T. P., Legg, L., Marcos, A. y Arbolea, M. L. (1977).- Late Precambrian-Low Lower Cambrian trace fossils from Spain. En: T.P. Crimes y J.C. Harper (Edits.) *Trace Fossils 2. Geol. Jour. Special Issue*, **9**, 91-138.
- Färber, A. y Jaritz, W. (1964).- Die Geologie des westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien). *Geol. Jb.*, **81**, 679-738.
- Gutiérrez Alonso, G. (1979).- *La estructura de la parte Norte de la Ventana Tectónica del Narcea, Zona Cantábrica, NW de España*. Seminario de Investigación de 3^{er} ciclo, Univ. Oviedo, 42 pp.
- Heredia, N. (1984).- La estructura de la Escama de Villar de Vildas (Manto de Somiedo, Zona Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **14**, 65-78.
- Hudleston, P. J. (1973).- Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, **16**, 1-46.

- Julivert, M. (1976).- La estructura de la región del Cabo Peñas. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **8**, 203-309.
- Julivert, M., Marcos, A., Martínez, F. Truyols, J. (1977a).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja nº 27 (Tineo)*. Inst. Geol. Min. Esp.
- Julivert, M., Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1977b).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja nº 51 (Belmonte de Miranda)*. Inst. Geol. Min. Esp.
- Julivert, M., Truyols, J., Marcos, A. y Arboleya, M. L. (1973).- *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, Hoja nº 13 (Avilés)*. Inst. Geol. Min. Esp.
- Lotze, F. (1961).- Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit. Mainz Abh. Math.-Naturw. Kl.*, **6-8**, 1-216.
- Marcos, A. (1973).- Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **6**, 1-113.
- Marcos, A. (1976).- *Memoria explicativa del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja nº 12 (Busto)*. Inst. Geol. Min. Esp.
- Marcos, A. & Arboleya, M. L. (1975).- Evidence of progressive deformation in minor structures in Western Asturias (NW Spain). *Geol. Rundschau*, **6**, 278-287.
- Martínez-Catalán, J. R. (1985).- *Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa)*. Corpus Geologicum Galiciae, *II*, 291 pp.
- Matte, Ph. (1968).- La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Revue Geol. Alpine*, **44**, 1-28.
- Pello, J. (1972).- *Estudio geológico de la región central de Asturias*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo.
- Peréz-Estaún, A. & Martínez, F. (1978).- El Precámbrico del Antiforme del Narcea en el sector de Tineo-Cangas de Narcea (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **10**, 367-375.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquínez, J., Aller, J., Alvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1988).- A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc.) *Tectonics*, **7**, 517-537.
- Rast, N. (1956).- The origin and significance of boudinage. *Geol. Mag.*, **93**, 401-408.
- Riaza, A. (1984).- Análisis del boudinage en la Playa del Silencio (Asturias, NO de España). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, **95**, 116-128.
- Ruiz, F. (1971).- Geología del sector Norte del Anticlinorio del Narcea. *Brev. Geol. Ast.*, **15**, 39-46.
- Sdzuy, K. (1961).- Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akad. Wiss. Lit. Mainz Abh. Math.-Naturw. Kl.*, **7-8**, 217-408.
- Suárez del Río, L. M. & Suárez, O. (1976).- Estudio petrológico de los porfiríoides precámbricos en la zona de Cudillero (Asturias). *Estudios Geol.*, **32**, 53-59.

