

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
INFORMACION COMPLEMENTARIA
NAVIEGO
(75) (10-06)



DESARROLLO DE PLIEGUES EN LA FORMACION CANDANA:
CORTE DE MONASTERIO DE COTO

1.977





IMINSA

.1.

20075

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

Hoja nº 75 (10-06) NAVIEGO

Documentación complementaria



IMINSA

.2.

20075

DESARROLLO DE PLIEGUES EN LA FORMACION

CANDANA: CORTE DE MONASTERIO DE COTO

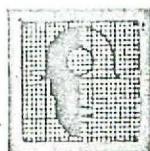


.3.

20075

INDICE

- INTRODUCCION
- LOS MATERIALES
- ESTRUCTURA GENERAL DEL CORTE
- DESCRIPCION DE LOS PLIEGUES
 - POSICION
 - TAMAÑO
 - ANGULO ENTRE FLANCOS
 - LA FORMA DE LAS CAPAS Y DE LAS SUPERFICIES PLEGADAS
 - ESTRUCTURAS ASOCIADAS
- ANALISIS DEL DESARROLLO DEL PLEGAMIENTO
 - INICIACION DE LOS PLIEGUES
 - PROPAGACION
 - EVOLUCION DE LA FORMA DE LOS PLIEGUES



IMINSA

.4.

20075

- COMPARACION CON OTROS CORTES DE LA ZONA
ASTUROCCIDENTAL-LEONESA
- CONCLUSIONES
- BIBLIOGRAFIA



20075

INTRODUCCION

En la carretera que conduce desde la localidad de La Regla (al S de Cangas de Narcea) a Monasterio de Coto aparece un interesante corte en la Formación Herrería que muestra un conjunto de pliegues desarrollados durante la primera fase de la deformación herciniana. Desde el punto de vista geológico está desarrollado en el límite oriental de la Zona Asturoccidental-leonesa, muy cerca del cabalgamiento de Allande, que pone en contacto los materiales del Cámbrico inferior (Formación Herrería) con los precámblicos del antiforme del Narcea (fig. 1). Se trata por tanto, de una zona relativamente externa de la cordillera.

A parte del interés que ya de por sí posee el corte, se trata de uno de los pocos interesantes, desde el punto de vista del plegamiento, que aparece en el interior, es decir, lejos de la zona costera. Los pliegues no se encuentran muy bien conservados, a causa de que la meteORIZACIÓN ha desfigurado parcialmente su morfología; no -



IMINSA

.6.

20075

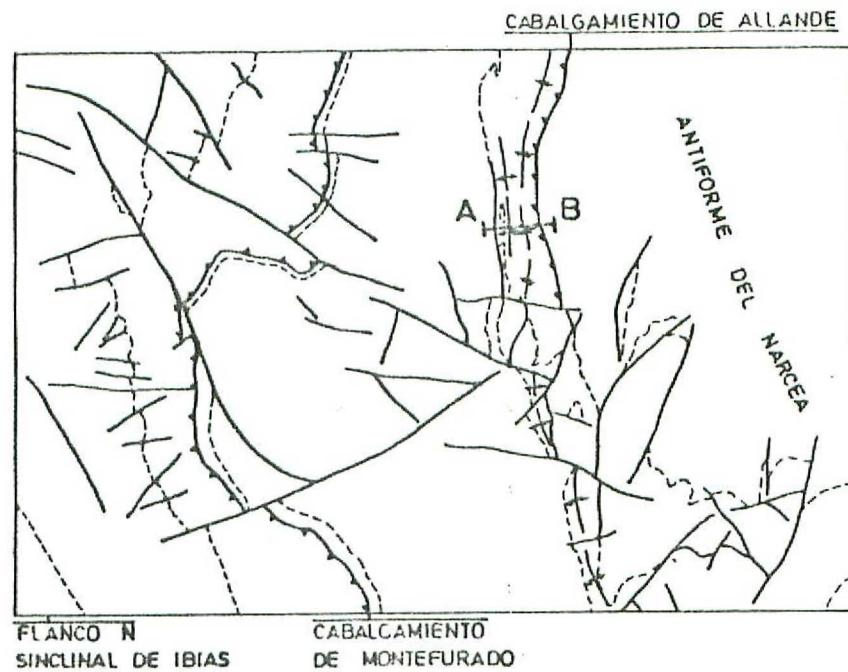
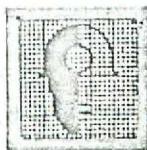


Figura 1.- Situación d^el corte de Monasterio de Coto en el contexto geológico de la Hoja de Naviego. A-B es el corte estudiado.



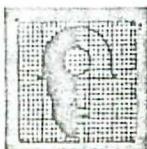
20075

obstante, su observación permite obtener una idea de su morfología y grado de desarrollo y deducir algunas conclusiones interesantes.

LOS MATERIALES

Los materiales de este corte forman un "multilayer" complejo en el que las capas competentes están constituidas por areniscas y las incompetentes por pizarras. Entre estos materiales existe un claro predominio de los competentes; para dar una idea estimativa de la proporción de espesores de materiales competentes e incompetentes diremos que en la parte occidental del corte se midió un 73% de areniscas frente a un 27% de pizarras.

Las areniscas son grises, pardas o rosadas, a veces de grano fino y cuarcíticas y otras veces de grano más grueso y más feldespáticas; la geometría de sus capas es también variable, apareciendo tramos de capas tabulares bien estratificadas, otros de capas irregulares e incluso a veces tramos de aspecto masivo. Los espesores de estas capas van desde los 15 cm. hasta más de 1 m., siendo muy frecuentes espesores del orden de 40-50 cm. Se observan



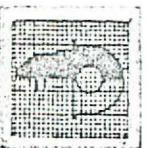
20075

también algunas irregularidades en el espesor de las capas competentes, las cuales, como se verá más adelante, han podido jugar un importante papel en la iniciación y localización de los pliegues.

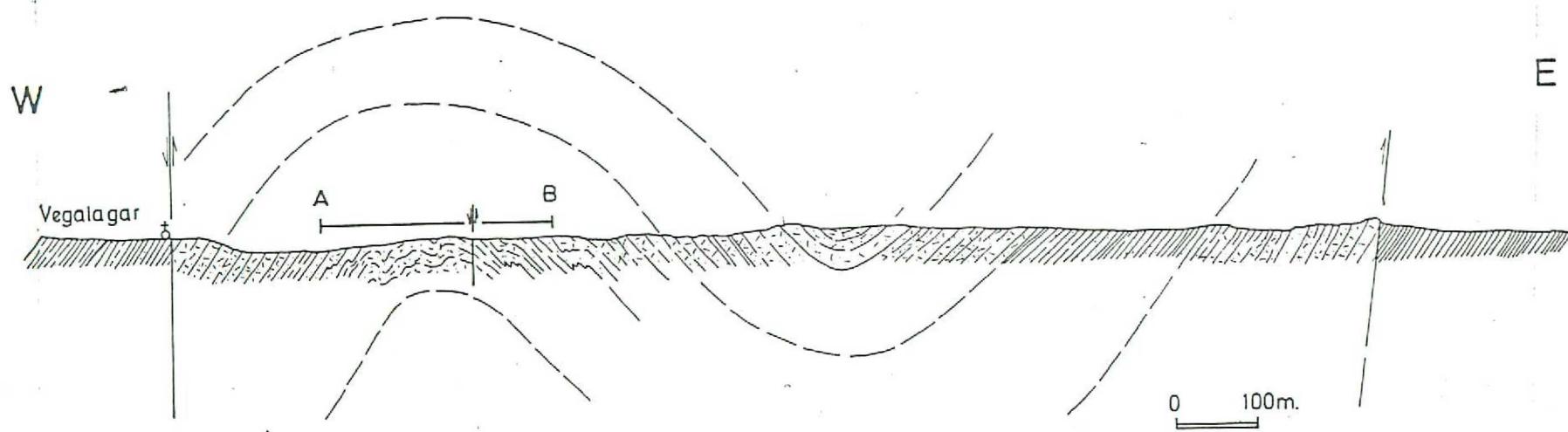
Las pizarras poseen tonos grises o verdosos y a veces son arenosas. Aparecen en tramos de espesor muy variable, desde 1 cm. o menos hasta cerca de 1 m., siendo frecuentes espesores de 10-15 cm.

ESTRUCTURA GENERAL DEL CORTE

La estructura general de este corte aparece representada en la figura 2. Como puede verse en dicha figura, la estructura consta de un anticlinal al W, donde se sitúan los pliegues menores estudiados, y de un sinclinal al E. Estos pliegues de primera fase se encuentran cortados a E y W por fracturas. Al E por una falla vertical que hace desaparecer en cartografía la Caliza de Vegadeo y por el cabalgamiento de Allande al W. Toda esta estructura ha sido verticalizada por la tercera fase de la deformación

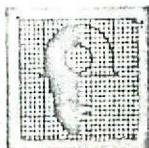


IMINSA



Figura, 2.- Estructura general del corte de Monasterio de Coto. A-B es la porción del corte donde los pliegues menores adquieren un desarrollo importante.

20075
6



IMINSA

. 10.

20075

herciniana cuyos rasgos predominan en esta región en la que dio lugar a la gran estructura del antiforme del Narcea.

La prolongación de esta estructura hacia el N y hacia el S resulta difícil de realizar por falta de afloramientos adecuados. No obstante, a escala cartográfica se observan pliegues dibujados por la Caliza de Vegadeo que deben de corresponder a esta misma estructura (fig. 1). A este respecto es particularmente espectacular los pliegues existentes en las inmediaciones de Besullo; sin embargo, los cortes realizados a través de estas estructuras no presentan pliegues parásitos.

DESCRIPCION DE LOS PLIEGUES

Posición.-

Se trata de pliegues aproximadamente cilíndricos a la escala del afloramiento, cuyos ejes se encuentran débilmente inclinados hacia el SSW y en menor proporción hacia el NNE, como puede deducirse a partir de su proyección estereográfica (Fig. 3). Así mismo, de dicha figura se deduce que los planos axiales son subverticales o fuertemente

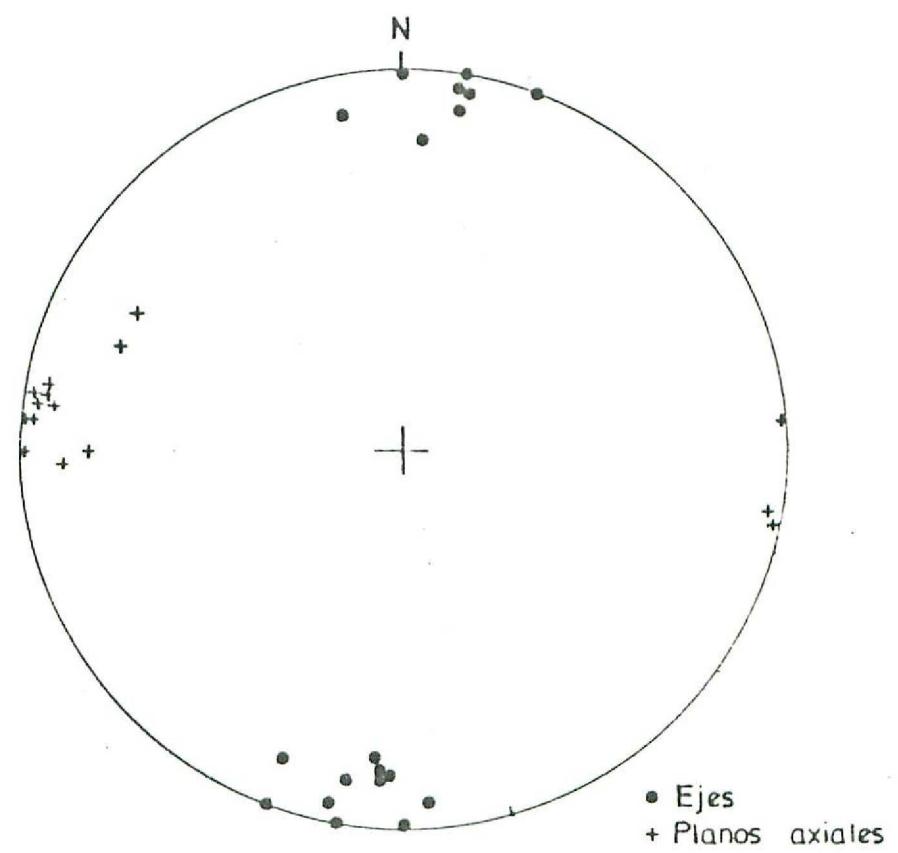
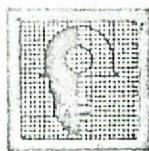


Figura 3.- Proyección estereográfica de los ejes y polos de los planos axiales de los pliegues existentes en el corte.

20075



20075

te inclinados hacia el E. Análogas conclusiones pueden obtenerse a partir del diagrama de Fleuty (1964) (Fig. 4) en el que se observa que se trata de pliegues con ejes subhorizontales o débilmente inclinados y con superficies axiales subverticales o fuertemente inclinadas. La posición de los pliegues, deducida a partir de estos diagramas, indica la modificación en la posición primitiva sufrida por ellos durante la tercera fase de la deformación. La verticalización sufrida por estos pliegues es un ejemplo claro de esta modificación, ya que, como es bien conocido a partir de los datos regionales (MATTE, 1968; MARCOS 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975), los pliegues de la primera fase vergen constantemente hacia las zonas externas.

Tamaño.-

La observación dē los cortes de las figuras 2 y 5 - permite distinguir con facilidad tres órdenes de dimensiones diferentes de pliegues.

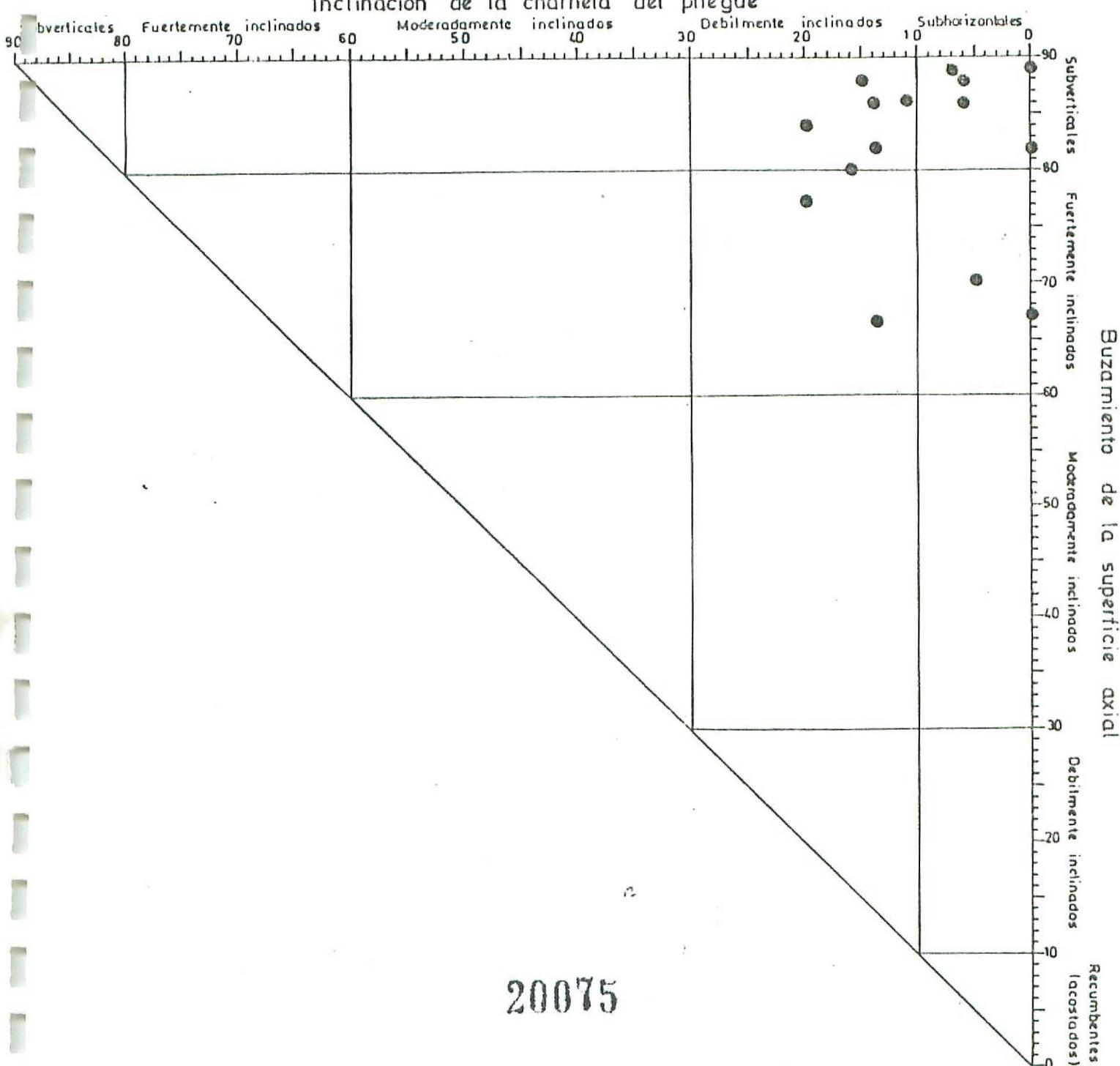
Los pliegues de primer orden son pliegues mayores observables a escala cartográfica y claramente visibles en



IMIINSA

.13.

Inclinación de la charnela del pliegue



20075

Figura 4.- Proyección de los elementos geométricos de los pliegues en el diagrama propuesto por Fleuty (1964).

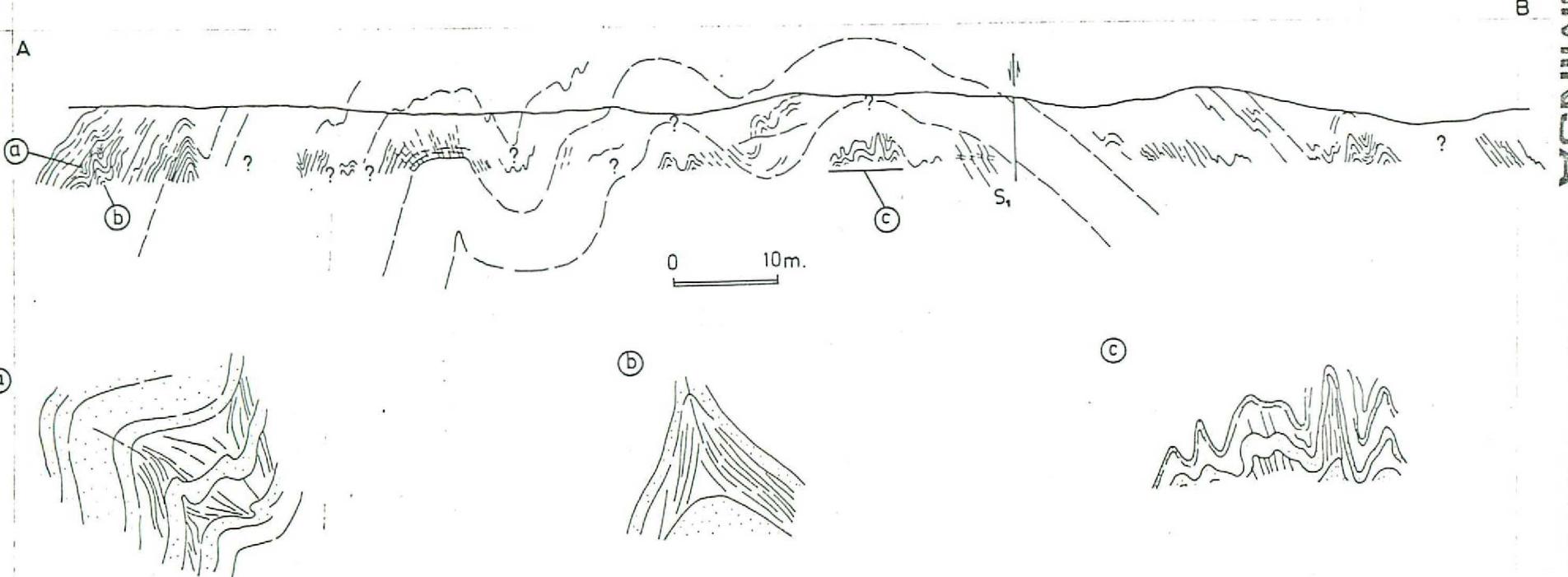


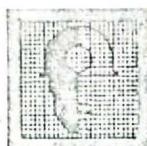
Figura 5.- Esquema detallado del corte de Monasterio de Coto.

20075

• 14 •



ININSA



20075

la figura 2, en la que se observan un anticlinal y un sinclinal de este orden limitados por las fallas ya mencionadas con anterioridad.

Los pliegues de segundo orden pueden observarse con claridad en la figura 5 en la que están dibujados (a veces con interrogación) por los límites de los tramos competentes que rodean a los pliegues menores. La misma línea media de estos últimos dibuja en alguna ocasión estos pliegues de segundo orden en los que la longitud de los flancos es de una decena de metros aproximadamente.

Finalmente, la observación del corte detallado de la figura 5 permite distinguir los pliegues menores o de tercer orden, que por su tamaño son los más accesibles a observación directa y por tanto a la realización de un análisis de su desarrollo. En lo que sigue es en estos pliegues en los que fijaremos nuestra atención. En lo que se refiere a la medida de parámetros relacionados con el tamaño de estos pliegues, tales como amplitud, longitud de onda, longitud de flancos, etc. hay que decir que



son difíciles de medir a causa de que los afloramientos y el estado de conservación de los pliegues sólo permiten estas medidas en escasas ocasiones. Para dar una idea estimativa del tamaño de estos pliegues diremos que las longitudes de flancos oscilan entre 1 y 3 m..-

Angulo entre flancos.-

El ángulo entre flancos se ha representado gráficamente en el histograma de la figura 6. En él se observa una distribución de frecuencias casi simétrica, salvo - una ligera asimetría positiva, y con la moda entre los 30 y 50º, siendo la media de 41,08º.

La forma de las capas y de las superficies plegadas.-

Dadas las características de los afloramientos del corte, no han podido utilizarse clasificaciones como las de Ramsay (1967) y Hudleston (1973) que permitan conocer con precisión los tipos de capas y de superficies plegadas presentes. Por ello, únicamente nos basaremos para la consideración de estos aspectos en las observaciones visuales realizadas en el campo o en fotografías. A partir de esta observación se deducen las siguientes conclu



IMINSA

20075

.17.

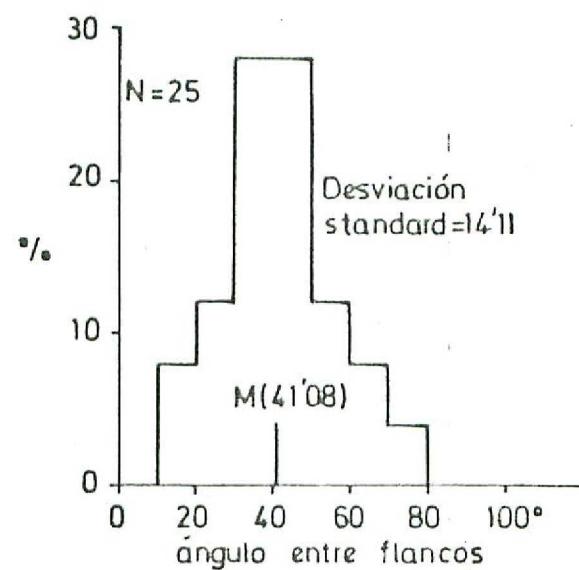
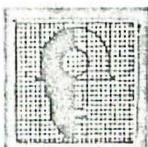


Figura 6..- Histograma que muestra la distribución de frecuencias de los ángulos entre flancos de los pliegues del corte.



IMINSA

20075

.18.

siones:

a.- Las diferencias de espesor ortogonal de las capas plegadas entre la zona de charnela y los flancos son, en general, pequeñas (Fot. 1 y 2).

b.- Existen pliegues que pueden considerarse dentro de la categoría de pliegues concéntricos (Fot. 1, anticlinal de la izquierda). En estos pliegues las capas pasan frecuentemente de tener una charnela redondeada en capas externas a tener una charnela angulosa en las capas del núcleo. Estos pliegues se desarrollan en tramos de rocas esencialmente competentes.

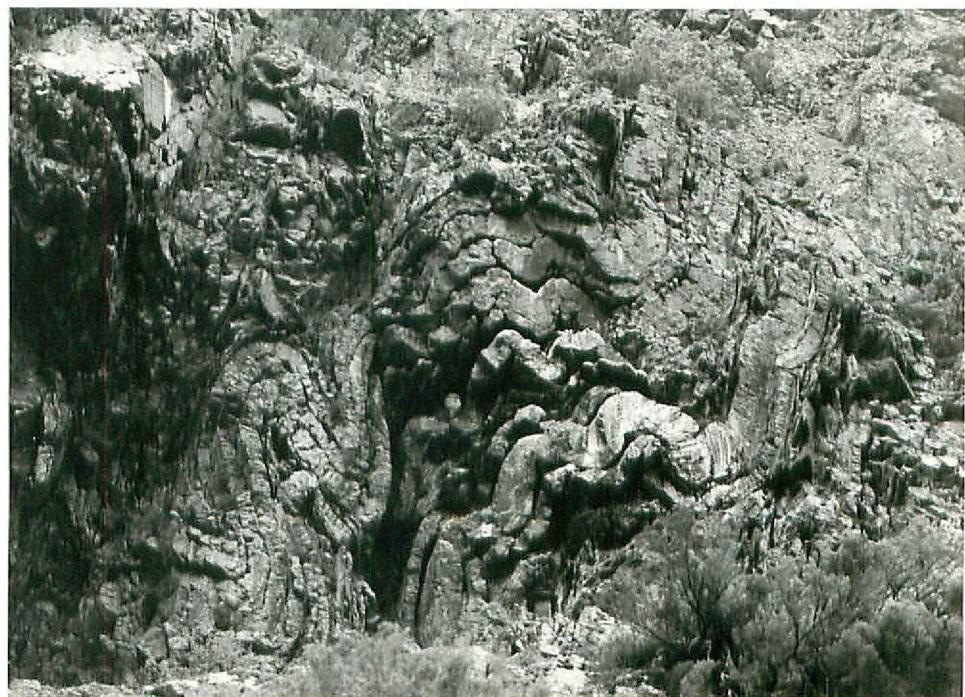
c.- Son frecuentes también los pliegues de perfil subanguloso, próximos a "chevron folds" (Fot. 3 y 4). El paso de pliegues concéntricos a pliegues subangulosos puede presentarse a lo largo de una misma traza axial, bien sea como ya describimos en el párrafo anterior, o bien sea cuando se presenta una capa incompetente que rellena un primitivo espacio de dilatación de charnela, a partir del cual las capas más externas del pliegue se hacen más angulosas (Fot. 3). Entre este tipo de pliegues y el ante-



IMINSA

. 19.

20075



Fot. 1.- En la parte izquierda de la fotografía se aprecia un pliegue concéntrico con espesor ortogonal de las capas casi constante y agudizamiento del perfil del pliegue hacia su núcleo. En los pliegues menores de la derecha las capas presentan un espesor considerablemente mayor que en el pliegue concentríco citado. Obsérvese el predominio de los materiales competentes.



IMINSA

,20.

20075



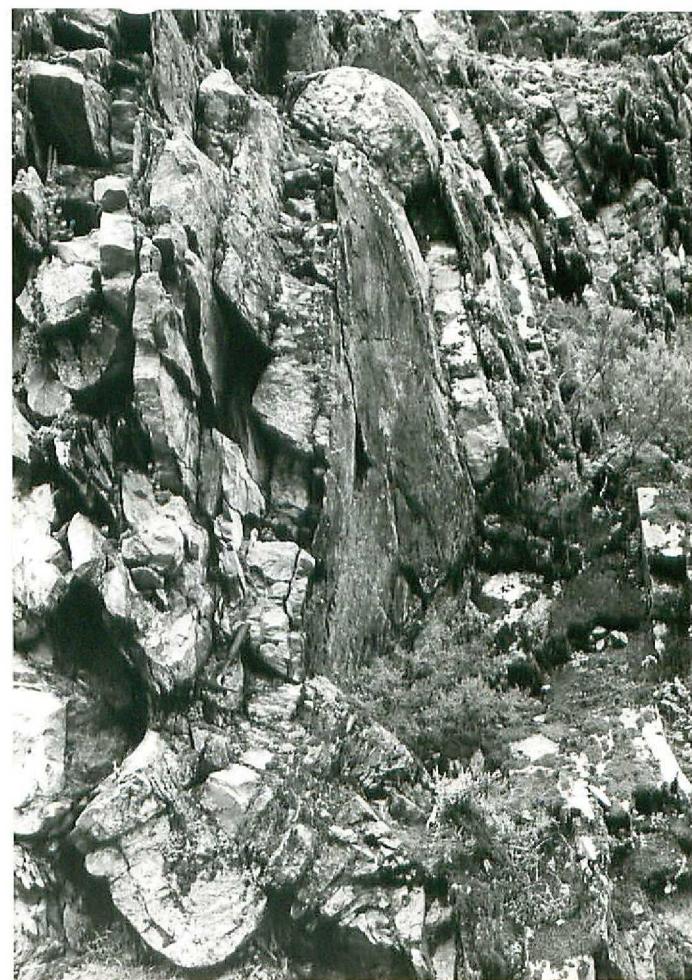
Fot. 2.- Pliegue de tipo aproximadamente paralelo en el que se observa un neto predominio de los materiales competentes.



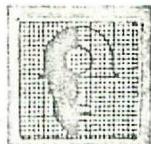
IMINSA

20075

.21.



Fot. 3.- Pliegue fuertemente "apretado" y de perfil subangular. El núcleo se encuentra ocupado por materiales incompetentes.



IMINSA

.22.

20075

rrior(b) existen casos intermedios.

d.- A veces aparecen zonas donde las capas aumentan de espesor y en las que aparecen pliegues con morfología muy particular (Fot. 1, pliegues parásitos de la derecha, y 5), caracterizada por longitudes de onda pequeñas en relación con el espesor de las capas y estructuras tipo "pinch" (Johnson, 1975), en las cuales una misma capa -- presenta el arco externo redondeado y el interno anguloso.

Estructuras asociadas

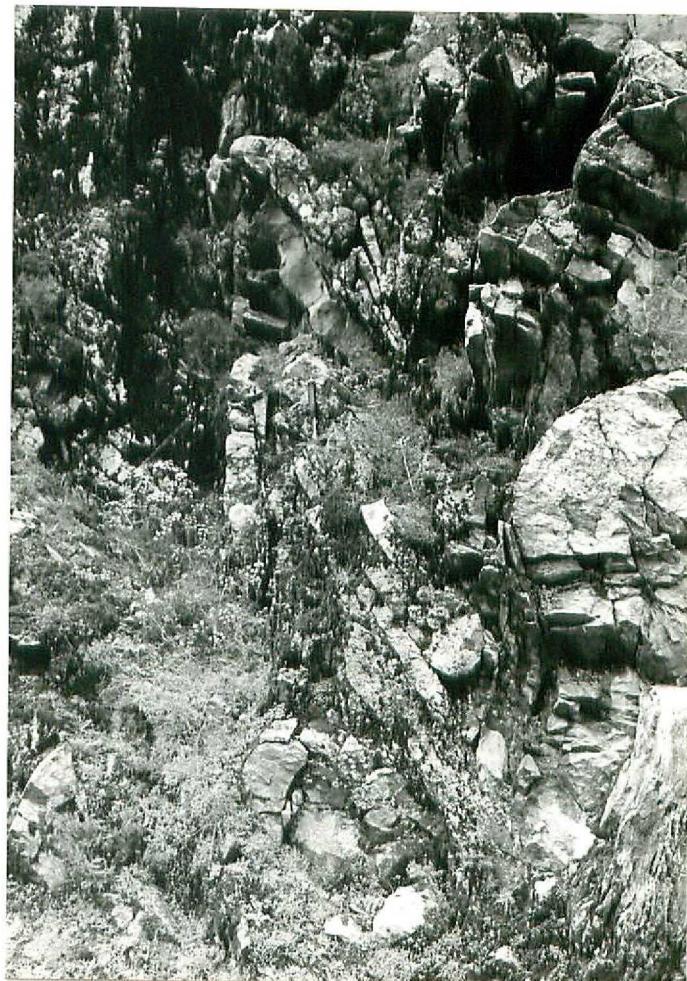
Una estructura que acompaña constantemente a los pliegues menores del corte es la esquistosidad de flujo. No obstante, a escala macroscópica esta esquistosidad sólo se manifiesta bien en los niveles pelíticos incompetentes. En las capas competentes no se manifiesta a simple vista o aparece como una esquistosidad del fradura con una disposición an abanico convergente. Por el contrario, a escala microscópica esta esquistosidad se manifiesta - con mayor o menor grado de desarrollo en todas las rocas. En los espacios de dilatación en charnelas ocupadas por material incompetente la esquistosidad de flujo presenta



IMINSA

.23.

20075



Fot. 4.- Pliegues de perfil subanguloso (aproximadamente tipo "chevron") desarrollados en una alternancia de capas con predominio de materiales competentes.



IMINSA

.24.

20075



Fot. 5.- Pliegues en los que la relación longitud de onda-
-espesor es pequeña en la capa competente. Los
pliegues presentan una morfología tipo "pinch"
aproximadamente.



IMINSA

20075

.25.

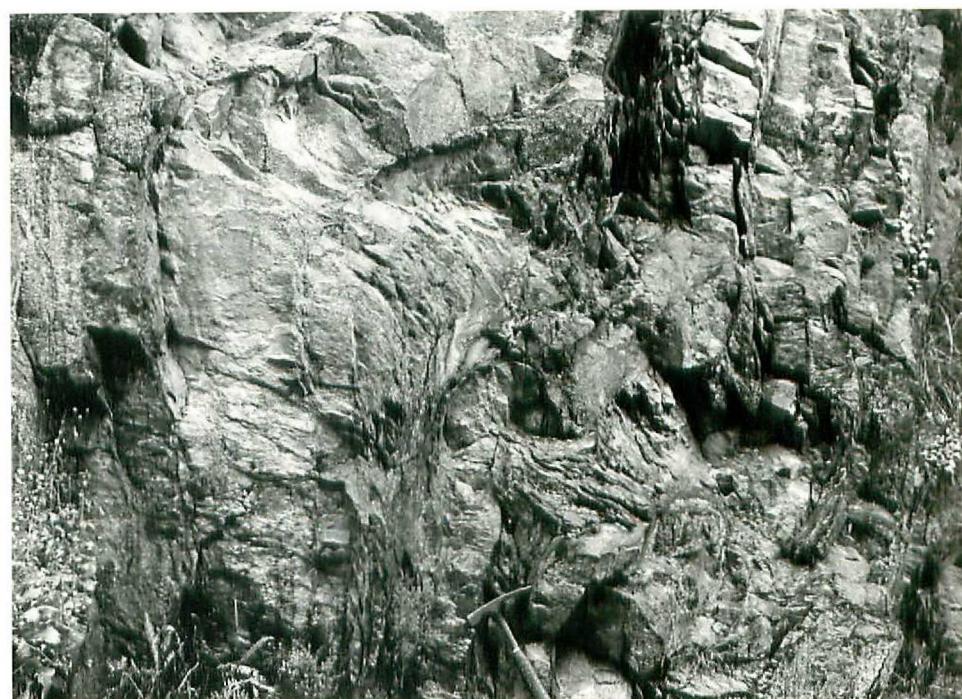


Foto. 6.- Espacios de dilatación en la zona de charnela de un pliegue llenos por material incompleto. Obsérvese la disposición irregular de la esquistosidad en dichos materiales que tiene a ser en abanico divergente.



20075

una disposición en abanico divergente (Fot. 6 y 7; fig. 5, detalle al W) que muestra una distribución de orientaciones de los ejes de las elipses de la deformación interna análoga a la descrita teórica o experimentalmente para estas condiciones (Ramsay, 1967; Chapple, 1968; Dierich, 1969; Roberts & Ströngard, 1972; Shimamoto & Hara, 1976).

Entre las estructuras de acomodación asociadas a estos pliegues cabe mencionar la existencia de espacios de dilatación en charnelas ocupadas por materiales incompetentes (Fot. 8) y de algunas fállas inversas de flanco (Fot. 8). Estas estructuras son características de los pliegues tipo "chevron" (Ramsay, 1974).

Finalmente, citaremos la existencia de diaclasas radiales con relación a los pliegues en algunas capas competentes y de estructuras tipo "mullion" en la parte oriental del corte homoaxiales con los pliegues.



IMINSA

20075

.27.



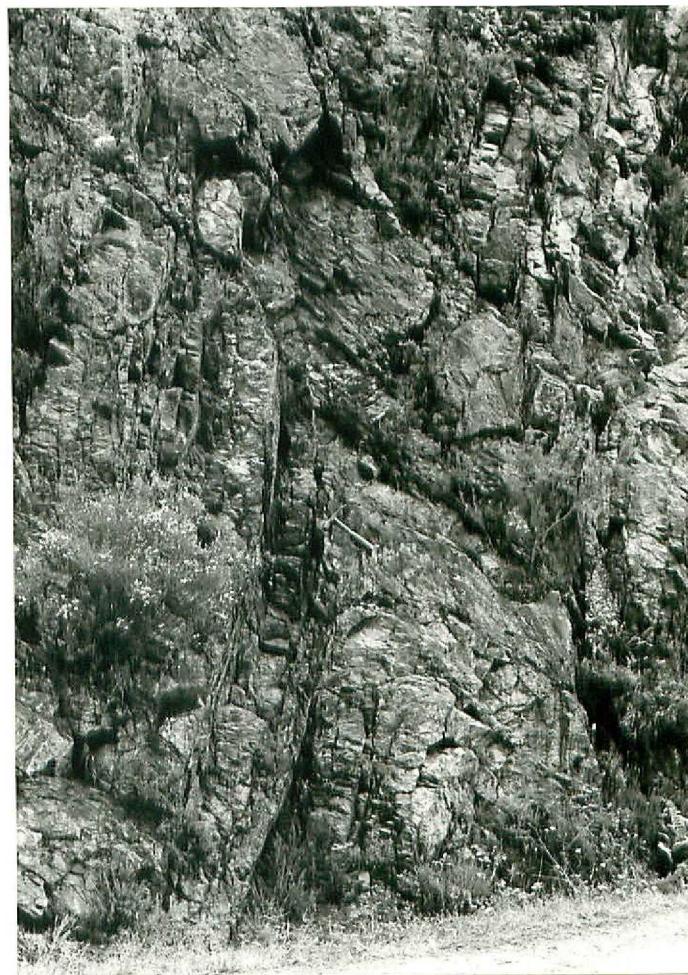
Fot. 7.- Detalle de la fot. 6, en el que se muestra la disposición de la esquistosidad en el material incompetente que rellena un espacio de dilatación.



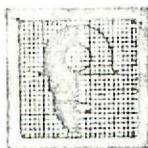
IMINSA

20075

.28.

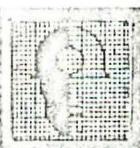


Fot. 8.- Falla de flanco desarrollada en un pliegue de perfil subanguloso.

ANALISIS DEL DESARROLLO DEL PLEGAMIENTO

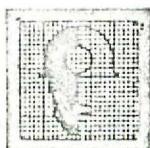
El análisis de algunos aspectos relativos al desarrollo del plegamiento se basará en la comparación de los datos obtenidos a partir de estudios teóricos y experimentales con las observaciones realizadas en el campo.

El hecho de que se trate de pliegues desarrollados en un "multilayer" complejo dificulta el análisis, ya que la teoría de "buckling" de "multilayers", por un lado, se presenta mucho menos evolucionada que la del caso de capas aisladas y por otro lado, los "multilayers" pueden presentarse en modelos muy distintos en los que se obtienen resultados también muy diferentes. Por esta razón, resulta difícil relacionar parámetros, tales como la longitud de onda de los pliegues, con las propiedades reológicas de las capas o con su geometría, conocimiento que es por otra parte mucho más accesible en el caso de capas aisladas. Otra dificultad estriba en que, por razones de simplicidad matemática, la mayoría



20075

de los estudios teóricos realizados sobre el "buckling" se refieren al desarrollo inicial del pliegue, en el cual la curvatura de las capas y las amplitudes de los pliegues son pequeñas, mientras que los pliegues naturales se encuentran a menudo muy desarrollados y poseen amplitudes grandes. A pesar de estas dificultades es posible deducir razonablemente algunas conclusiones interesantes referentes a algunos aspectos del desarrollo de los pliegues naturales, como son la iniciación, propagación, evolución de su forma, etc. Muchas de estas conclusiones se basan en la suposición de que muchas de las diferencias que existen entre el "buckling" de capas aisladas confinadas y el de "multilayers" son más bien cuantitativas que cualitativas, lo cual permite extraer algunas de las conclusiones del "buckling" de capas aisladas a los pliegues naturales; por esta misma razón, se considera que muchas de las conclusiones obtenidas mediante la teoría infinitesimal son aplicables también a los pliegues de amplitud finita y por tanto, a los casos naturales. Cabría citar una última dificul-

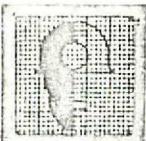


tad en el estudio de los pliegues naturales, que se refiere al hecho de que no es posible conocer con exactitud el comportamiento reológico que tuvieron las rocas durante el desarrollo del plegamiento. No obstante, esta dificultad se salva en parte teniendo en cuenta que el "buckling" de materiales elásticos conduce a análogas conclusiones que el de materiales viscosos.

En el caso que nos ocupa se tiene como punto de partida un "multilayer" complejo, cuyas características no son del todo conocidas.

En efecto, por un lado, los espesores, tanto de las capas competentes como de las incompetentes, son muy variables de unas a otras.

Por otro lado, a causa de las deficiencias de los afloramientos, se desconocen los límites del "multilayer" que sufre plegamiento y, por tanto, el espesor de éste. Este hecho tiene importantes consecuencias, ya que si se trata de un "multilayer" embebido en un medio incompetente, el caso es muy distinto que si se trata de un "multilayer" confinado por límites rígidos. La observa-



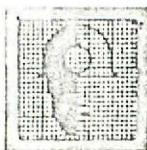
IMINSA

.32.

20075

ción del corte de la figura 5 parece indicar que, al menos, el límite superior del "multilayer" es rígido. No obstante, hay que decir que este límite aparece con interrogación y se desconoce si dibuja o no pliegues menores. El hecho de que existan tramos masivos de areniscas parece abogar sin embargo en favor de un "buckling" interno (Biot, 1964; 1965 a; 1965 b). Otra consecuencia - del desconocimiento del espesor del "multilayer" radica en que, aún en el caso de que éste se encuentre confinado por límites rígidos, no se puede conocer, por ejemplo, si existen fenómenos de autoconfinamiento (Biot, - 1965 a; 1965 b). Lo que sí se puede afirmar respecto al "multilayer" es que las capas competentes se encuentran lo bastante próximas como para que el plegamiento sea armónico.

Aunque en el párrafo anterior se ha hablado de límites rígidos, estos no lo serían en sentido estricto, ya que, como se observa en la estructura general del corte (Fig. 2), estos límites están a su vez plegados, si bien se trata de pliegues de mayor tamaño y por ello pueden

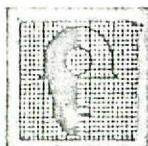


.33.

20075

considerarse aproximadamente rígidos con relación a los pliegues menores. No obstante, esto plantea algunos problemas. Por ejemplo, cabe preguntarse si el plegamiento se inició con los pliegues menores y posteriormente se desarrollaron los mayores como predice teórica y experimentalmente Ramberg (1963 a, 1964) o si por el contrario los pliegues menores se originaron durante el desarrollo de un pliegue mayor, tal como admite de Sitter (1958). Por el momento, no se puede dar una respuesta satisfactoria para este problema en esta localidad. No obstante, en otras localidades de la Zona Asturoccidental-leonesa se observa en algún caso que los pliegues parásitos se desarrollan exclusivamente en uno de los flancos del pliegue mayor, lo cual evidenciaría una historia deformacional distinta de estos flancos que estaría más de acuerdo con las ideas de de Sitter. Sin embargo, puede que esto no sea la regla general.

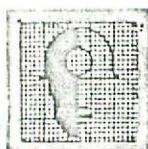
Todas las ideas expuestas hasta aquí en torno a las características del "multilayer" correspondiente al corte objeto del presente análisis, no hacen sino poner de



relieve las importantes dificultades que surgen en el estudio de pliegues naturales, ya que la gran mayoría de los afloramientos no reúnen las condiciones deseables para contrastar las teorías y experimentos relativos al plegamiento con los datos obtenidos en el campo. No obstante, existen problemas sobre los que se puede aportar alguna luz y en lo que sigue analizaremos algunos aspectos relativos a la iniciación, propagación y evolución de la forma de los pliegues.

Iniciación de los pliegues.-

Es bien conocido que para que se produzca el "buckling", tanto de una capa aislada como de un "multilayer", es necesaria la existencia de una irregularidad inicial en el material o bien una asimetría en la aplicación de las fuerzas longitudinales compresivas, de forma que se produzca el momento flector necesario para iniciar el "buckling". Por esta razón, algunos autores han considerado el papel que juegan las desviaciones iniciales de la forma perfectamente plana en la iniciación del plegamiento. El problema ya fue apreciado por



20075

Willis en 1894, quien tras observar las estructuras de los Apalaches llegó a la conclusión de que las irregularidades iniciales en los estratos determinan el lugar donde se han de formar los pliegues; Willis comprobó además sus ideas cualitativamente mediante experimentación. Posteriormente Johnson (1970) ha analizado el efecto que produce sobre el "buckling" de placas aisladas la existencia de desviaciones iniciales de forma sinusoidal o de superposiciones de estas; este autor deduce que la carga compresiva crítica del "buckling" disminuye a medida que aumenta la amplitud de la desviación inicial, por lo cual el plegamiento se iniciará en dichas desviaciones. Este resultado era de esperar, puesto que, para una carga compresiva dada, al aumentar la amplitud de la desviación inicial aumenta el momento flector de la capa.

En el caso de materiales viscosos, lo que varía con la amplitud de la irregularidad inicial es la velocidad de deformación. Así Dieterich & Carter (1969) en su análisis del plegamiento de unas capas viscosas embebidas en un medio de menor viscosidad mediante el método del

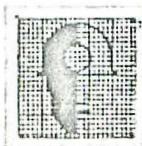


20075

.37.

elemento finito observan que al disminuir la amplitud de la irregularidad inicial los resultados no varían pero el crecimiento del pliegue se rezaga. Por su parte Biot, Odé & Roever (1961) llegaron teóricamente a una conclusión - análoga. Recientemente Cobbold (1975) ha realizado varios experimentos de plegamiento en capas de cera aisladas y - confinadas, con una ley de esfuerzo-velocidad de deformación potencial, mostrando también como el plegamiento comienza en las irregularidades iniciales.

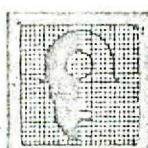
Otro tipo de irregularidad inicial interesante consistiría en un adelgazamiento brusco de una capa competente. En este caso, es probable que el plegamiento se inicie en la irregularidad, de forma que aparezca una charnela - junto al adelgazamiento, pero en la parte más delgada de la capa. Si bien no existe una teoría que explique explícitamente este caso, dicha explicación puede obtenerse fácilmente de la teoría general de "buckling" y en parte ya ha sido expuesta por Johnson (1970). En efecto, por un lado, la irregularidad representada por el adelgazamiento - daría lugar al momento flector necesario para iniciar allí el "buckling" siempre que la carga fuese la adecuada y la



20075

irregularidad no fuese perfectamente simétrica respecto a la línea de acción de la carga comprensiva, lo cual en la práctica se cumple. Por otro lado, se demuestra que, en cualquier caso, el "buckling" se desarrolla más fácilmente cuanto más delgada es la capa (por ejemplo, en la fórmula de Euler, la carga crítica para el "buckling" es proporcional al momento de inercia de la sección transversal de la placa y, por tanto, al cubo del espesor, siempre que los demás factores sean constantes). En consecuencia, como, de acuerdo con la ecuación de la deformada para el caso elástico, el momento flector es proporcional al producto del espesor por la curvatura de la placa y dicho momento debe igualar al de la carga compresiva aplicada, para que dicha igualdad se mantenga, un adelgazamiento se traducirá en un brusco aumento de la curvatura de la capa plegada.

Así, si por ejemplo la capa adelgaza a la tercera parte, la curvatura debe de aumentar 27 veces para que el momento flector se mantenga constante; lo mismo ocurriría para el caso viscoso. De ello se deduce que junto al adel-



20075

gazamiento, pero ya en la parte adelgazada de la capa - debe de aparecer una charnela.

Todas las consideraciones anteriores, aunque se han referido exclusivamente a "buckling" de capas aisladas, son aplicables al menos cualitativamente al caso de "multilayer" y conducen al planteamiento de cuales fueron - las irregularidades iniciales que sirvieron para determinar la localización de los pliegues en el corte de Mnasterio de Coto. En los cases naturales existen, sin dúda, numerosas irregularidades iniciales, de las cuales muchas de ellas no pueden ser detectadas en las rocas deformadas. Así, por ejemplo, las desviaciones iniciales de la fórm*a* perfectamente plana, es posible que se amplifiquen sin que posteriormente puedan detectarse. Igualmente, es posible que pasen desapercibidas muchas irregularidades de pequeño tamaño que, sin embargo, han podido tener cierta importancia en la iniciación del plegamiento. No obstante, aquellas irregularidades originadas por acuñamientos, amalgamaciones y adelgazamientos notables de capas es probable que puedan ser detectadas aun después de cierta deformación en la roca.

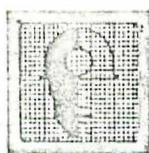


.40.

20075

Después de una observación detallada del corte se deduce que efectivamente existen algunos casos de adelgazamiento de capas aparentemente relacionados con el - plegamiento. En efecto, en la parte central del corte (Fig. 5), justamente al W de una pequeña falla vertical, aparece un engrosamiento asociado a un pliegue complejo de poca amplitud y adyacente a él, donde el espesor de la capa es considerablemente menor, aparece un pliegue apretado y de gran amplitud (Fig. 5, fot. 3). Un hecho análogo, aunque menos marcado, puede observarse en la fto. 1. Estos engrosamientos han sido, sin duda, acen- tuados por la deformación tectónica, pero en parte poseen un origen sedimentario.

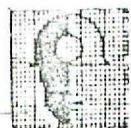
En resumen, puede decirse que los ejemplos mostrados anteriormente están perfectamente de acuerdo con los resultados teóricos y experimentales anteriormente expues~~tos~~, de forma que se puede afirmar que en algunos puntos del corte los pliegues se iniciaron en lugares en los que existían importantes irregularidades iniciales en el es- peso de las capas individuales.



20075

Propagación.-

Una vez iniciado el "buckling" en una determinada irregularidad inicial se plantea el problema de cuál será su evolución a lo largo del tiempo. Desde el punto de vista teórico esta cuestión ha sido analizada por Biot, Odé & Roever (1961) para el caso de una capa viscosa embebida en un medio de viscosidad menor. Estos autores consideran una desviación inicial localizada en forma de campana. La forma de la capa plegada para un cociente de viscosidades entre capa y medio (μ/μ_0) de 1.000, para tres formas distintas de la irregularidad inicial y en diversos instantes del "buckling" (t/t_1 , donde t_1 es el tiempo que corresponde a una deformación comprensiva del 25%) se ha representado en la figura 7. Dado que la deformación es simétrica respecto al eje de ordenadas, sólo se muestra la deformación sobre el lado $x \geq 0$. Las ordenadas son proporcionales a las desviaciones de la capa, pero no representan su magnitud real. El punto de máxima desviación está sobre el eje de simetría ($x=0$) y todas las desviaciones en ese punto se han



20075

.42.

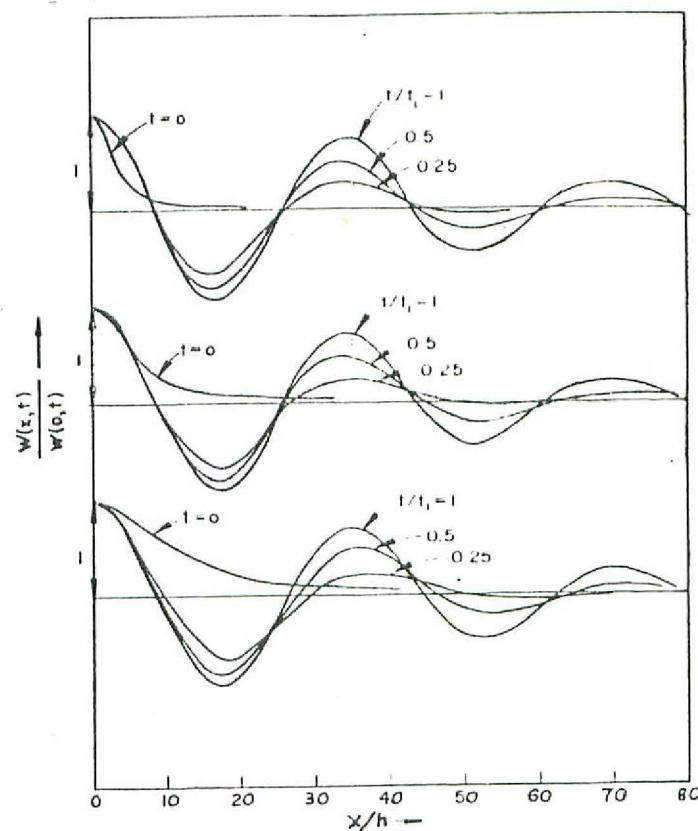
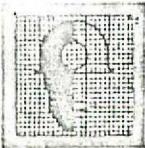


Figura 7.- Historia temporal del plegamiento para un contraste de viscosidades de 1.000. Se han considerado tres irregularidades iniciales distintas. Todas las amplitudes se han reducido a la unidad en $x=0$. h es el peso de la capa plegada y w su desplazamiento en la dirección del eje de ordenadas. Basada en Biot, Odé & Roever (1961).

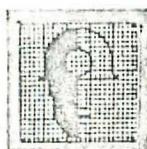


20075

.43.

reducido al mismo valor que se toma como unidad. Dicha figura indica que después de un tiempo suficiente aparece una longitud de onda muy definida. Como puede verse, la diferencia en la anchura de la irregularidad inicial introduce muy pocas diferencias en la historia temporal del plegamiento. La longitud de onda se produce es muy próxima a la longitud de onda dominante ($L_d = 2\pi T \sqrt[3]{\frac{\mu}{6\mu_0}}$, T es el espesor de la capa). Estos autores mostraron que la definición de la longitud de onda es menos clara a medida que μ/μ_0 disminuye.

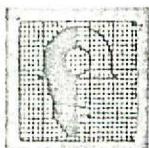
Recientemente Cobbold (1975) ha llegado a resultados análogos mediante experimentación en capas aisladas confinadas con una ley esfuerzo-velocidad de deformación - potencial. Este autor observa también como los pliegues aparecen seriadamente en el tiempo y en el espacio, a medida que la perturbación migra a lo largo de la capa. A medida que el plegamiento progresá, la forma de la capa se aproxima más a una onda sinusoidal. Cobbold afirma que la velocidad de propagación del plegamiento,



y en consecuencia su periodicidad aumentan probablemente al aumentar el contraste de viscosidades.

Como ya se ha afirmado anteriormente, en la naturaleza es probable que las irregularidades iniciales sean muy abundantes, lo cual puede dar lugar a fenómenos de interferencia de trenes de ondas. No obstante, es también probable que entre estas irregularidades haya algunas que destaque por su magnitud, en las cuales el plegamiento se desarrolle con más facilidad y adquiera cierta ventaja respecto a otras irregularidades. En estas condiciones, y si el grado de evolución del plegamiento no es muy grande, es posible que se conserven formas comparables con las obtenidas teórica (Fig. 7) o experimentalmente y que indiquen donde comenzó el plegamiento y como se propagó.

En lo que se refiere al corte de Monasterio de Coto hay que destacar una vez más que se trata de plegamiento en un "multilayer", mientras que la teoría y experimentación a que hemos hecho referencia concierne sólo -

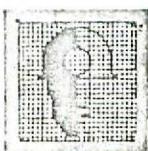


20075

.45.

a capas aisladas confinadas. Sin embargo, esta teoría -- puede razonablemente aplicarse al caso de "multilayers".

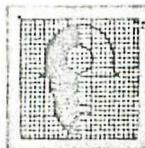
En el centro del corte, en el mismo lugar donde -- aparece la irregularidad inicial ya descrita, se desarrolla un modelo de plegamiento perfectamente comparable al caso teórico mostrado en la figura 7 . En efecto, inmediatamente al E del engrosamiento de la capa ya citado, aparece un pliegue de gran amplitud y de este pliegue hacia el W, las amplitudes decrecen progresivamente; hacia el E, las amplitudes también decrecen, pero los afloramientos son peores y este hecho no se muestra tan claramente. Estos hechos sugieren que el plegamiento se inició en la irregularidad inicial y se propagó progresivamente hacia los lados al evolucionar el plegamiento. No obstante, hay que tener en cuenta que el grado de evolución del plegamiento en el corte que nos ocupa es notable, aunque como ya se ha dicho, aún se conservan características de plegamiento concéntrico, por lo cual no es raro que se conserven también evidencias del "buckling" inicial. Este grado de evolución relativamente avanzado hace, sin embargo, que haya que considerar otros factores



que pueden influir en la interpretación de la propagación de los pliegues. Entre estos factores hay que distinguir por un lado aquellos que tienden a aumentar la periodicidad de las ondas y a homogeneizar las amplitudes y, por otro, los que tienden a acentuar la falta de periodicidad y la heterogeneidad primitivas. Aparte de que, como ya se ha dicho, la evolución misma del proceso de "buckling" - tiende a igualar las amplitudes y a aumentar la periodicidad, hay que citar los siguientes factores:

1º.- La aparición de efectos no lineales de origen geométrico con la evolución del plegamiento tiende a igualar las amplitudes y a aumentar la periodicidad del plegamiento (Biot, 1961; Biot et al., 1961; Chapple, 1969).

2º.- La aparición de efectos no lineales de origen físico en aquellas charnelas en las que aparece mayor deformación o mayor velocidad de deformación tiende, a aumentar dicha velocidad y, por tanto, la velocidad de aumento de amplitud, con la consiguiente agudización de los pliegues y disminución de su regularidad (Biot, 1961; Chapple, 1969; Johnson, 1970).



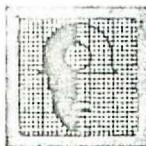
20075

.47.

3º.- A un adelgazamiento de la capa competente, le corresponde un engrosamiento al menos en una de las capas incópetentes adyacentes, con el consiguiente flujo de material incompetente hacia la zona de charnela, lo cual tal vez tienda a aumentar localmente la amplitud del plegamiento en capas competentes. Esto también ^{puede} ocurrir por otras causas que requieran fenómenos de "acomodación" para hacer compatibles las deformaciones en el "multilayer".

4º.- De acuerdo con la teoría de Chapple (1968), si las irregularidades iniciales son lo suficientemente grandes como para que se haya desarrollado una longitud de onda regular antes de que el buzamiento máximo de los flancos alcance los 15°, el proceso de selección de la longitud de onda deja de ser operativo y aparecerá una gama de longitudes de onda. Este hecho tiende, por tanto, a disminuir la regularidad del plegamiento. Según Chapple, las longitudes de onda mayores tendrán entonces formas más agudas que las demás.

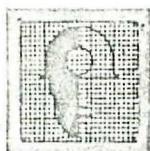
De los factores descritos, los tres últimos tienden a aumentar la irregularidad de los pliegues. El 2º factor



incidiría probablemente en primer lugar sobre la onda más desarrollada; por ejemplo, en el punto $x=0$ de la figura 7. El 4º factor también tendería a hacer más patentes las irregularidades producidas en la iniciación del plegamiento. Únicamente el factor 3º podría dar lugar a pliegues con amplitud distinta a los circundantes, independiente mente de como sea la propagación lateral del plegamiento, pero en este caso las estructuras de acomodación que se producen suelen poderse explicar en función de caracterís tica observables del multilayer; no es fácil que en este caso el pliegue más desarrollado deba su gran amplitud y su "apretamiento" exclusivamente a este factor, máxime cuan do está asociado a una clara irregularidad inicial. En consecuencia, los factores descritos pudieron influir so bre la forma del tren de pliegues en cuestión, pero dicha forma, en conjunto, parece evidenciar una evolución del plegamiento por iniciación en una irregularidad inicial y posterior aumento de amplitud y migración lateral de las ondas, tal como se ha descrito en los casos teóricos y ex perimentales.

Evolución de la forma de los pliegues

Ya se han mencionado anteriormente algunos factores



que influyen en la forma de los pliegues. Además de estos factores existen otros que actúan sobre el "buckling", determinando cual ha de ser la forma final de la capa. Sobre todo ello se insistirá a continuación.

Teóricamente se demuestra, tanto en el "buckling" de capas aisladas como en el de "multilayers", que las capas plegadas adquieren una forma sinusoidal. Evidentemente, esto sólo es válido cuando la irregularidad inicial es lo suficientemente pequeña y el contraste de viscosidades lo suficientemente grande como para permitir una amplificación grande, de forma que la selectividad de las ondas sea elevada y se obtenga un plegamiento regular dentro del campo de validez de la teoría infinitesimal del "buckling" (Biot, 1961). A medida que el plegamiento progresá y la amplitud se hace grande, la forma de los pliegues puede separarse en mayor o menor grado de la forma sinusoidal.

En el corte de Monasterio de Coto ya se ha visto que al menos en algunos casos, no se ha llegado a tener una regularidad en las ondas, probablemente por que las irregularidades iniciales fueron grandes y el proceso de plegamiento lento. El principal tipo de pliegue que se produ-



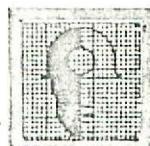
20075

.50.

ce durante la propagación del "buckling" y del que aún se observan claras evidencias en el corte, es el pliegue con céntrico. De acuerdo con los datos teóricos y experimentales, este tipo de pliegues se produjo posiblemente por un mecanismo en parte de deformación longitudinal tangencial (Ramsay, 1967) y en parte por "flexural-slip" (ponath-Par ker, 1964), si bien en el campo no se han encontrado evi dencias de estos mecanismos.

Es muy frecuente en el corte la existencia de pliegues angulosos que se aproximan en mayor o menor grado al mode lo de "chevron fold". De acuerdo con los datos teóricos y experimentales estos pliegues se formarían partiendo de pliegues de forma redondeada y en su proceso de formación intervendría principalmente la aparición de comportamien tos no lineales de origen físico y / o geométrico y a los que ya hemos aludido anteriormente.

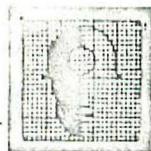
La no linealidad de origen físico es probablemente la más importante y aparecerá en aquellas charnelas donde la deformación o la velocidad de la deformación alcanzase un valor suficientemente elevado. Un ejemplo de este comporta



miento sería la aparición de flujo plástico en la zona de charnela al superarse en ella el punto de fluencia (yield point) del material (Johnson, 1970), aunque pueden existir otros modelos de comportamientos reológicos no lineales - que conduzcan a resultados análogos (Biot, 1961; Chapple, 1969). Cuando este fenómeno ocurre el resultado consiste en un incremento positivo de la velocidad de deformación en la zona de charnela, con la consiguiente agudización de ésta y rectificación de los flancos del pliegue.

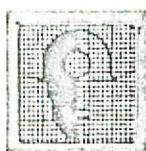
La no linealidad de origen geométrico aparece al evolucionar el plegamiento a causa de que la longitud del arco de que dispone un pliegue individual para desarrollarse es finita y por tanto, la amplitud máxima que puede producirse en cada caso es también finita. Si se tiene en cuenta por otra parte que para una longitud del arco y una longitud de onda dadas, la máxima amplitud que puede desarrollarse es la que corresponde al tipo "chevron", los efectos no lineales de origen geométrico tendrán a dar dicha forma.

Un problema que ha llamado la atención de diversos autores es la aparición de pliegues de tipo "chevron" en



los núcleos de pliegues concéntricos desarrollados en "multilayers". La mayor parte de los datos que se poseen a este respecto son experimentales. En esta línea, Ramberg (1963 b) plegó una alternacia de gomas competentes e incompetentes y observó que si el "multilayer" era grueso con relación a la longitud de onda, el plegamiento era casi concéntrico en las capas más externas y de tipo "chevron" en los núcleos. Para Ramberg este fenómeno sería característico de multilayers de foliación uniforme.

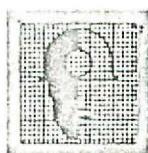
Experimentos análogos a los realizados por Ramberg han sido llevados a cabo posteriormente por otros autores (Jonhson, 1970; Baily, 1970, 1971; Roberts & Strömgarg, 1972; Jonhson & Ellen, 1974; Jonhson & Honea, 1975; Watkinson, 1975 y Ramberg & Jonhson, 1976). Jonhson & Ellen observaron que los pliegues tipo "chevron" empezaron a desarrollarse cuando el buzamiento máximo de los flancos era de 30°. Johnson & Honea (1975) afirman que la amplitud a que empiezan a desarrollarse los pliegues tipo "chevron" en los materiales elásticos es tanto más baja cuanto menor es la longitud de onda del pliegue sinusoidal primitivo;



por ello afirman que en los "multilayers" los pliegues tipo "chevron" tienden a formarse en los núcleos de los pliegues concéntricos y se propagan hacia las capas más externas a causa de que las longitudes de onda son menores en los núcleos de dichos pliegues. Finalmente, Ramberg & Johnson (1976) afirman que la formación de pliegues tipo "chevron" se ve favorecida cuando la lubricación entre capas es alta. Hay que destacar que, evidentemente, este no es el único modo de formarse "chevron folds" en "multilayers".

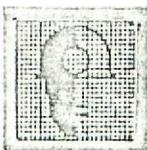
En el corte de Monasterio de Coto no existen ejemplos claros en los que se evidencie el proceso de formación de "chevron folds" en los núcleos de pliegues concéntricos. No obstante, sí que aparece algún ejemplo (Fot. 1) en el que la curvatura de las zonas de charnela aumenta progresivamente hacia el núcleo a la vez que estas se hacen cada vez más estrechas, de forma que en el núcleo, aunque las capas no dibujan un "chevron fold" típico, sí que dibujan pliegues casi angulosos.

Es bien conocido que durante el proceso de "buckling" este suele ir acompañado de un acortamiento de la capa -



más o menos homogéneo y cuya importancia depende, entre otros factores del comportamiento reológico de las capas que se pliegan, pudiendo incluso llegar a enmascarar al "buckling". Este acortamiento puede tener importancia desde la iniciación del "buckling" (Biot, 1961; Ramberg, 1964; Sherwin & Chapple, 1968) hasta sus estadios más avanzados (Ramsay, 1962, 1967; Hudleston, 1974). Este aplastamiento durante el "buckling" (Hudleston, 1973) o superpuerto posteriormente a él (Ramsay, 1962, 1967) produce pliegues del tipo 1C que se aproximarán tanto más a pliegues similares cuanto mayor sea este aplastamiento.

En el corte de Monasterio de Coto este acortamiento ha debido ocurrir desde el momento que, incluso en las capas competentes, se manifiesta la esquistosidad a escala microscópica. No obstante, este aplastamiento no ha variado mucho la morfología de los pliegues en el sentido de modificarlos a la clase 1C, ya que, aunque puede haber cierto aumento del espesor ortogonal de las capas en las zonas de charnela, aún se conserva claramente, en general, la morfología del pliegue concéntrico.



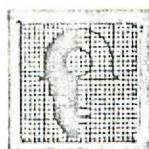
20075

.55.

Un aspecto que llama la atención en el corte es la existencia de formas tipo "pinch" en algunas capas plegadas. - Este fenómeno ha sido estudiado teórica y/o experimentalmente por Biot (1965c) y Jonhson & Honea (1975). Se observa que este fenómeno ocurre cuando la relación longitudinal de onda-espesor es pequeña y el acortamiento homogéneo que acompaña al "buckling" es grande y a causa de una diferencia de comportamiento entre los bordes de la capa y la parte media. Los bordes sufren una deformación comparable al tipo de deformación longitudinal tangencial, mientras que la parte media sufre fundamentalmente compresión homogénea más ciñlla simple, lo cual conduce inevitablemente a la forma "pinch".

COMPARACION CON OTROS CORTES DE LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA

El estudio de pliegues menores correspondientes a la primera fase de la deformación herciniana dentro de la zona Asturoccidental-leonesa, se ha llevado a cabo principalmente en cortes realizados en los acantilados de la Costa Cantábrica.



IMINSA

.56.

20075

Como modelos de comparación con el corte estudiado - citaremos los dos cortes siguientes:

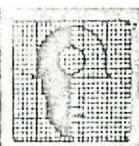
- Corte de Burela; al E de esta localidad y en la parte más interna de la Zona Asturoccidental-leonesa. Se desarrolla también en la Formación Herrería (Cuarcita de Cándana).

- Corte de Tapia de Casariego; situado en las inmediaciones de esta localidad y desarrollado en el Serie -- de los Cabos.

Ambos cortes se ubican en el Dominio del Manto de Mondoñedo y, por tanto, en una zona más interna de la Cordillera que el de Monasterio de Coto.

Aunque las litologías en los tres cortes pueden tener diversas características diferentes, en todos se trata de una alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras.

Observando estos dos cortes se deduce un mayor aplastamiento y, en general, un mayor grado de evolución del pliegamiento en Burela que en Tapia de Casariego. No obstante, el grado de evolución en ambos cortes es mucho mayor que en el de Monasterio de Coto, donde apenas se eviden -



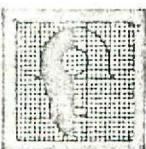
cian los fenómenos de aplastamiento en la forma de las capas.

En conclusión, se observa, a medida que se avanza de las zonas más externas a las más internas de la Zona Astur occidental-leonesa, una disminución del ángulo entre flancos y un aumento del aplastamiento homogéneo superpuesto al "buckling". Así, mientras en Monasterio de Coto predomina el plegamiento concéntrico, en Tapia de Casariego predomina el plegamiento similar, aunque aún pueden existir algunas evidencias de un plegamiento concéntrico, y, finalmente, en Burela predominan los pliegues similares muy apretados.

CONCLUSIONES

Del análisis realizado en el corte de Monasterio de Coto se deducen las siguiente conclusiones:

- El corte se encuentra desarrollado en la Formación Herrería (Cuarcita de Cándana), consistiendo en una alternancia de areniscas (competentes) y pizarras (incompetentes) con predominio de las primeras. Se trata de pliegues de la primera deformación herciniana con ejes subhorizontales.



les (NNE-SSW) y planos axiales subverticales, con ángulos entre flancos más frecuentes entre los 30° y 50°. Los pliegues son de tipo concéntrico a próximos a "chevron folds", existiendo a veces formas tipo "pinch". Estos pliegues están constantemente acompañados por una esquistosidad de flujo.

- Comparando los datos de campo con los obtenidos a partir de estudios teóricos y experimentales, se sugiere la siguiente evolución para el plegamiento:

a) El "buckling" se inicia en irregularidades originales de las capas, consistentes al menos en algunos casos en variaciones del espesor a lo largo de capas competentes individuales.

b) Posteriormente el "buckling" se amplifica y se propaga lateralmente a lo largo de las capas. En algunos casos no se llega a obtener una regularidad en el plegamiento a causa de que la irregularidad inicial era grande, de efectos no lineales y/o de una evolución muy lenta.

c) Así se llega, tal vez por un mecanismo de deformación longitudinal tangencial y de "flexural-slip" combi-

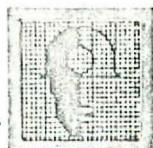


nados, a un plegamiento concéntrico.

d) En aquellas charnelas donde la deformación o la velocidad de deformación alcanza un valor umbral se producen fenómenos no lineales de origen físico, que tal vez unidos a otras no linealidades de origen geométrico dan lugar a pliegues de perfil subanguloso.. Estos pliegues comenzarían a desarrollarse en muchos casos en núcleos de pliegues concéntricos.

e) Acompañando o superponiéndose posteriormente al "buckling" aparecen procesos de aplastamiento que generalmente no adquieren el suficiente desarrollo como para borrar las evidencias del plegamiento concéntrico. En algunos casos, cuando el acortamiento antes del o durante el "buckling" es importante se obtienen formas tipo "pinch".

f) Se observa en este corte un grado de evolución del plegamiento mucho menor que el observado en otros cortes situados en zonas más internas de la Zona Asturoccidental-leonesa.



IMINSA

.60.

20075

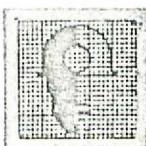
BIBLIOGRAFIA

- BAILY, M.B. (1970).- Viscosity and anisotropy estimates from measurements on chevron folds. *Tectonophysics* 9, pp. 459-474.
- (1971).- Similar folds, buckling, and great-circle patterns. *J. Geol.* 79, pp. 110-118.
- BIOT, M.A. (1961).- Theory of Folding of Stratified Viscoelastic Media and Its Implications in Tectonics and Orogenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 72, - pp. 1595-1620.
- (1964).- Theory of Internal Buckling of a Confined Multilayered Structure. *Geol. Soc. Am. Bull.* 75, pp. 563-568.
- (1965 a).- Mechanics of Incremental Deformations Wiley, New York, N.Y., 505 pp.
- (1965 b).- Further development of the theory of internal buckling of multilayers. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, pp. 833-840.
- (1965 c).- Theory of viscous buckling and gravity instability of multilayers with large deformation. *Geol. Soc. Am. Bull.* 76, pp. 371-378.



20075

- ; ODE, H. & ROEVER, W.L. (1961).- Experimental verification of the folding of stratified viscoelastic media. Geol. Soc. Am. Bull. 72, pp. 1621-1630.
- COBBOLD, P.R. (1975).- Fold propagation in single embedded layers. Tectonophysics, 27, pp. 333-351.
- CHAPPLE, W.M. (1968).- A mathematical Theory of finite-amplitude rock folding. Geol. Soc. Am. Bull. 79, pp. 47-68.
- (1969).- Fold shape and rheology: the folding of an isolated visco-plastic layer. Tectonophysics, 7 (2) pp. 97-116.
- DIETERICH, J.H. (1969).- Origin of cleavage in folded rocks. Am. J. Sci. 267, pp. 155-165.
- & CARTER, N.L. (1969).- Stress-history of Folding. Am. J. Sci., 267, pp. 129-154.
- DONATH, F.A. & PARKER, R.D. (1964).- Fold and folding. Geol. Soc. Am. Bull., 75, pp. 45-62.
- FLEUTY, M.J. (1964).- The description of Fold^s. Geol. Assoc. Proc. 75, pp. 461-492.



20075

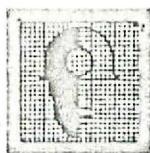
HUDLESTON, P.J. (1973).- Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. Tectonophysics, 16, pp. 1-46.

JOHNSON, A.M. (1970).- Physycal Processes in Geology. Freeman-Cooper, San Francisco, Calif., 577 PP.

----- & ELLEN, S.D. (1974).- A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinal flexuring of compressible, elastic multilayers. I, Introduction. Tectonophysics, 21, pp. 301-339.

----- & HONEA, E. (1975).- A theory of concentric, - kink and sinusoidal folding and of monoclinal flexuring of compressible, elastic multilayers. III Transition from sinusoidal to concentric-like to chevron folds. Tectonophysics, 25, pp. 1-38.

MARCOS, A. (1973).- Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). Trab. de Geología, N°6, - pp. 1-113, Univ. Oviedo.



IMINSA

.63.

20075

MATTE, Ph. (1968).- La structure de la virgation hercy-nienne de Galice (Espagne). *Geol. Alpine*, t.44, pp. 1-127. Grenoble.

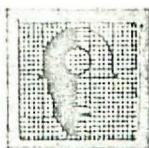
PEREZ-ESTAUN (1975).- La estratigrafía y la estructura de la rama S de la Zona Asturoccidental-leonesa. Tesis Doctoral. Univ. Oviedo.

RAMBERG, H. (1963 a).- Evolution of drag fold. *Geol. Mag.*, 100, pp. 97-106.

----- (1963 b).- Strain distribution and geometry at Folds. *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, 42, pp. 1-20.

----- (1964).- Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties; a theory for simultaneous formation of several orders of fold. *Tectonophysics*, 1, pp. 307-341.

RAMBERG, I. B. & JOHNSON, A.M. (1976).- A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinal flexuring of compressible, elastic multilayers. V. Asymmetric folding in interbedded chert and shale of the Franciscan Complex, San



20075

Francisco Bay Area, California. Tectonophysics, 32, pp. 295-320.

RAMSAY, J.G. (1962).- The geometry and Mechanics of formation of "similar" type folds. *J. Geol.*, 70, - pp. 309-327.

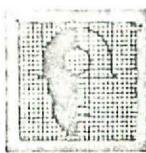
----- (1967).- Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill. 568 pp. Nueva York.

----- (1974).- Development of chevron folds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, pp. 1741-1754.

ROBERTS; D. & STROMGARD, K.E. (1972).- A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hinge zones. *Tectonophysics*, 14, pp. 105-120.

SHERWIN, J.A. & CHAPPLE, W.M. (1968).- Wavelengths of single-layers folds: A comparison between theory and observation. *Am. J. Sci.*, 266, pp. 167-179.

SHIMAMOTO, T. & HARA, I. (1976).- Geometry and strain distribution of single-layer folds. *Tectonophysics*, 30, pp. 1-34.



IMINSA

.65.

20075

SITTER, L.V. de (1958).- Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. Geol. Mijnbouw., 20, pp. 277-286.

WATKINSON, A.J. (1975).- Multilayer folds initiated in bulk plane strain, with the axis of no change perpendicular to the layering. Tectonophysics, 28, pp. T_7-T_{11} .

WILLIS, B. (1894).- Mechanics of Appalachian Structure. 13 th. Annu. Rep. U.S. Geol. Surv., 1891-2; pp. - 213-281.