

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA  
INFORMACION COMPLEMENTARIA**

**RIBADEO**

**(10) (0903)**

**ANALISIS ESTRUCTURAL DEL EXTREMO ORIENTAL DE LA UNIDAD DEL MANTO DE MONDONEDO**

**1.976**



**IMINSA**

**-20010**

HOJA 09-03

RIBADEO

INFORMACION COMPLEMENTARIA



**IMINSA**

---

**ANALISIS ESTRUCTURAL DEL EXTREMO ORIENTAL  
DE LA UNIDAD DEL MANTO DE MONDOÑEDO**



## INDICE

1. - SITUACION EN EL CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL
2. - LAS FASES DE DEFORMACION EN EL CORTE ESTUDIADO
3. - MEDIDA DE LA DEFORMACION INTERNA
4. - LOS PLIEGUES MENORES DE PRIMERA FASE
  - 4.1 - Tamaño
  - 4.2 - Angulo entre flancos
  - 4.3 - Longitud de onda y amplitud
  - 4.4 - La litología
  - 4.5 - Morfología
  - 4.6 - Los "chevron folds"
  - 4.7 - Pliegues de forma curvada
  - 4.8 - Estructuras de acomodación
5. - EL PROCESO DE PLEGAMIENTO
  - 5.1 - Fundamento teórico y experimental
  - 5.2 - Coexistencia y formación de los pliegues similares y "chevron folds"
6. - LA ESQUITOSIDAD
7. - LAS DEFORMACIONES POSTERIORES
8. - BIBLIOGRAFIA
9. - ANEXO I

Plano geológico de la costa cantábrica entre la Playa de Penarronda y Viavelez
10. - ANEXO II - Bibliografía



## ANALISIS ESTRUCTURAL DEL EXTREMO ORIENTAL DE LA UNIDAD DEL MANTO DE MONDOLEDO

El segmento de costa considerado está constituido por materiales de la serie de los Cabos que consisten en cuarcitas, areniscas y pizarras, afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado y predominando eventualmente un tipo u otro de las litologías citadas. Los límites impuestos al corte están constituidos por el granitoide de Salvale al E, cuya situación coincide en esta área con la que debe tener el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo; la Caliza de Vegadeo que aflora en la Playa de Peñarronda, constituye por otra parte el límite occidental del corte estudiado.

### 1. - SITUACION EN EL CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

La geología regional del occidente de Asturias ha sido estudiada recientemente por MARCOS (1973). Según este autor, el cabalgamiento basal del Manto de Mondeñedo, que como se ha dicho, constituye el límite oriental del corte estudiado, separa dos grandes unidades estructurales: la Unidad del Eo al W y la del Navia al E, que a su vez, y también de acuerdo con MARCOS, coinciden con dominios paleogeográficos diferentes: el Dominio del Manto de Mondeñedo y el Dominio del Navia y Alto Sil respectivamente.



La unidad del Eo forma parte de la estructura denominada Manto de Mondoñedo (MATTE 1964; WALTER 1966), el cual está constituido por varios pliegues acostados de grandes dimensiones, de fuerte vergencia E y que, de acuerdo con las tres fases de deformación hercinianas admitidas por MARCOS (1973), corresponderían a la primera fase. Esta gran estructura se encuentra cortada al E por el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (2<sup>a</sup> fase de deformación). Finalmente, todo el conjunto se encuentra afectado por los pliegues correspondientes a la tercera fase de deformación que produce pliegues más laxos y de plano axial subvertical. El segmento estudiado se sitúa por tanto en el extremo oriental de esta unidad y corresponde a la zona de charnela de uno de los grandes pliegues del Manto de Mondoñedo, precisamente del cortado por el cabalgamiento basal.

En la Unidad del Navia e inmediatamente al E del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo aparece una serie homoclinal, fuertemente inclinada hacia el W y que corresponde al flanco W del anticlinal de San Martín (MARCOS 1973, figs. 6 y 14). Se trata, por tanto, de una estructura muy diferente y mucho más sencilla que la del Manto del Mondoñedo.

## 2. - LAS FASES DE DEFORMACION EN EL CORTE ESTUDIADO

La deformación ocurrida en el segmento de costa estudiado corresponde prácticamente en su totalidad a la 1<sup>a</sup> fase de deformación y está representada por numerosos pliegues de diverso orden de dimensiones acompañados por "slaty cleavage". La tercera fase apenas se manifiesta a escala de afloramiento.

## 3. - MEDIDA DE LA DEFORMACION INTERNA

Existen pocos marcadores de la deformación. Entre los existentes,



los mejores consisten en manchas de reducción de notables dimensiones (fot. 1 y 2) y que aparecen a veces sobre las capas de cuarcita. Se han encontrado varias localidades que corresponden a dos áreas en las cuales los resultados son diferentes. Estas dos áreas son:

A - Alrededores de Tapia de Casariego. Se han realizado las siguientes medidas:

- Término Entreplayas  $\sqrt{\lambda_1 / \lambda_2} = 2'8$

- E de Tapia de Casariego  $\sqrt{\lambda_1 / \lambda_2} = 1'71$

- E de Tapia de Casariego  $\sqrt{\lambda_1 / \lambda_2} = 2'02$

- El conjunto da una media para  $\sqrt{\lambda_1 / \lambda_2} = 2'18$

Estas medidas están bastante de acuerdo con las realizadas en otras localidades de la zona asturooccidental-leonesa, como en el anticlinal del Eo y en La Espina, donde mediante trilobites (en las pizarras de la parte inferior de la Serie de los Cabos) y manchas de oxidación (Formación Cándana) respectivamente, se ha obtenido una relación media de



$\sqrt{\lambda_1 / \lambda_2}$  de aproximadamente 2/1 (MARCOS, com. pers.).

B - Área comprendida entre la Playa de la Paloma y las Poleas

- Playa de la Paloma  $\sqrt{\lambda_1 / \lambda_2} = 16'30$

- Término de las Poleas  $\sqrt{\lambda_1 / \lambda_2} \approx 8$

Estos valores son muy altos con relación a los correspondientes al área anterior; no obstante, hay que decir que la exactitud de estas medidas en esta área puede ser pequeña por existir poco número de datos en cada localidad. A pesar de ello, puede concluirse que la deformación interna es mayor en la segunda área que en la primera, lo cual puede deberse a que el contenido pelítico es mucho mayor en las localidades de aquélla que en las de ésta.

La relación  $\sqrt{\lambda_2 / \lambda_3}$  no ha podido ser determinada hasta la fecha en ninguna localidad del corte estudiado.

Un aspecto importante a destacar se refiere a la posición que adquiere la dirección de máxima elongación. En la rama S de la zona



asturoccidental-leonesa esta dirección es aproximadamente paralela a los ejes de los pliegues (PEREZ-ESTAUN 1975). Más al N se hace oblicua a dichos ejes (MATTE 1968; PEREZ-ESTAUN 1975) y en la rama N es generalmente perpendicular a ellos (según el eje A, MARCOS 1973). PEREZ-ESTAUN (1975) concluye que la dirección de máxima elongación tiene que ser, en general, E-W en la zona asturoccidental-leonesa. No obstante, según MARCOS (1973) la tercera fase de la deformación da lugar a una deformación interna con una dirección de estiramiento N-S, es decir, paralela a los ejes de los pliegues, lineación que ha observado en varias localidades de la rama N de la zona en cuestión.

En el sector de la costa estudiado se observa una dirección de máxima elongación paralela a los ejes de los pliegues, es decir, aproximadamente N-S (fig. 1, A y B); esta dirección ha sido constatada mediante las manchas de reducción ya citadas y mediante la lineación de crecimiento de minerales que ha podido ser determinada en varias localidades (término Entreplayas y al E de la Playa de la Paloma). Estos hechos constituyen un problema, sobre todo si se tiene en cuenta que este corte parece ser esencialmente del dominio de la primera fase de la deformación.

Finalmente, hay que destacar que la deformación principal intermedia sigue la dirección del eje A y debe corresponder a una extensión, ya que como se verá, los pliegues han debido sufrir un proceso de aplastamiento y además se han observado boudins en los flancos de los pliegues.

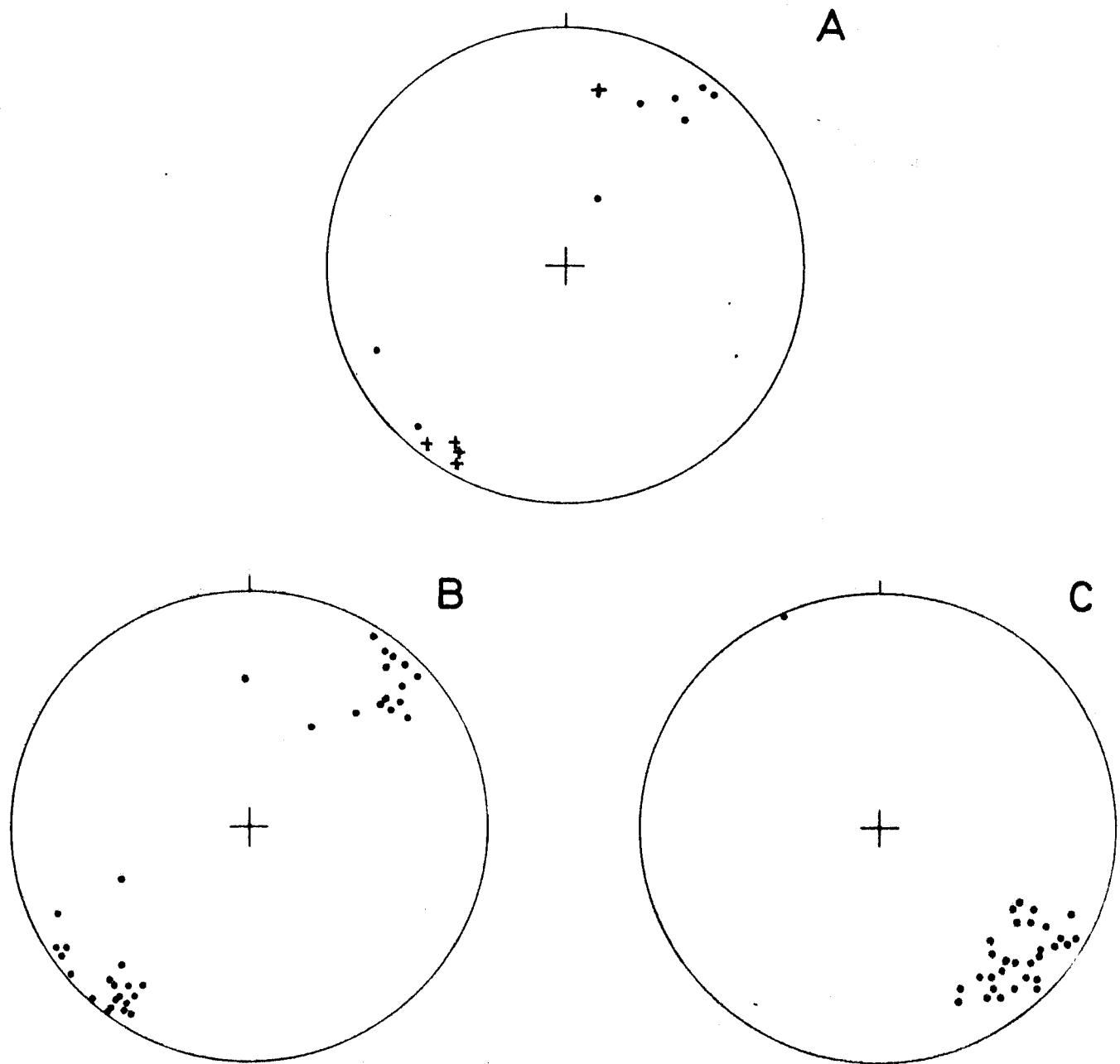


FIGURA 1. - A: Direcciones de máxima elongación en el área estudiada (•, definida por manchas de reducción deformadas. +, definida por la lineación de crecimiento mineral). B: ejes de pliegues. C: Polos de los planos axiales de los pliegues.



gues que corroboran dicha afirmación.

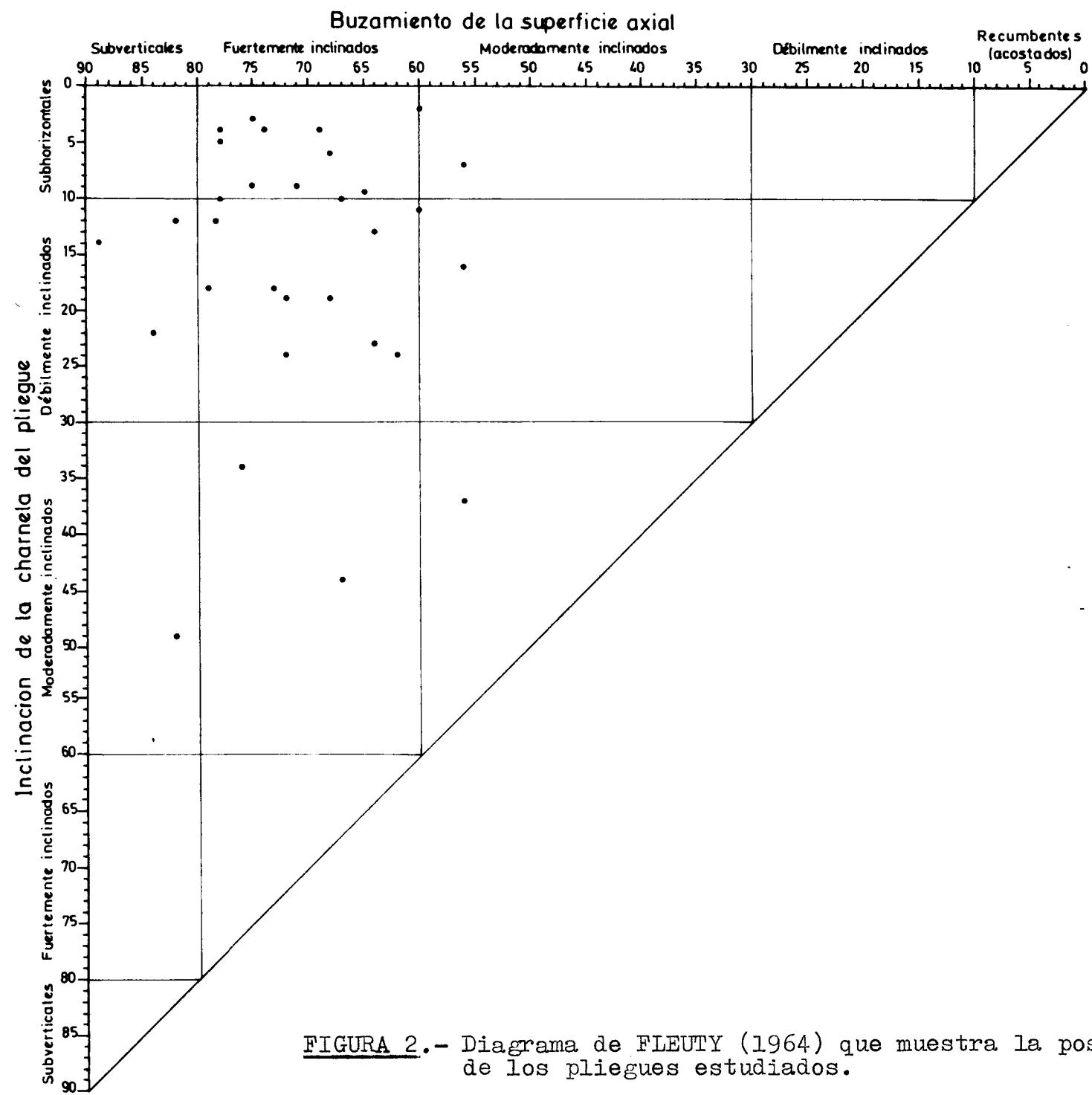
**4. - LOS PLIEGUES MENORES DE 1<sup>a</sup> FASE**

Son pliegues subcilíndricos a escala de afloramiento, asimétricos, cuya superficie axial buza siempre entre 55 y 85° y claramente vergentes al SE, es decir, hacia las zonas externas, existiendo muy poca dispersión de datos (fig. 1C); posiblemente los pliegues se encuentran verticalizados por efectos de la tercera fase de deformación. Los ejes de estos pliegues se encuentran muy poco inclinados y su proyección estereográfica presenta claramente dos máximos, uno de los cuales corresponde a ejes inclinados hacia el NE y el otro a ejes inclinados hacia el SW. Esto parece deberse a cabeceos producidos por pliegues laxos radiales de dirección axial NW-SE.

Se han proyectado también las inclinaciones de los ejes y planos axiales en el diagrama propuesto por FLEUTY (1964) (fig. 2), observándose una mayor dispersión de datos que en los estereogramas. No obstante, se observa un claro predominio de los pliegues de plano axial fuertemente inclinado y de eje subhorizontal o débilmente inclinado.

**4.1. - Tamaño**

Como ya hemos dicho, el segmento estudiado forma parte del Manto



**FIGURA 2.**— Diagrama de FLEUTY (1964) que muestra la posición de los pliegues estudiados.



de Mondoñedo, cuyas longitudes de flancos\* son del orden de kilómetros (más de 40 km en algunos casos).

Los pliegues de segundo orden de tamaño, poseen flancos cuyas longitudes oscilan entre 100 y 300 m, siendo muy difícil medirlos con exactitud. A estos pliegues se asocian otros menores, de tercer orden, los cuales, aunque tienen un tamaño muy variable, poseen frecuentemente longitudes de flancos entre 5 y 10 m, siendo por ellos observables a escala de afloramiento y los más apropiados para realizar un análisis estructural. Entre ellos existe además una diferencia muy variable entre uno y otro flanco. Todavía aparecen pliegues de orden más alto, cuya longitud de flancos no suele exceder a 1 m, siendo frecuente el tamaño correspondiente a una muestra de mano.

#### 4.2 - Ángulo entre flancos

Su distribución se encuentra representada en el histograma de la figura 3. Aunque se han observado pliegues cuyos ángulos entre flancos oscilan entre 0 y 10°(pliegues isoclinales) y 90-100°, se observa claramente un máximo absoluto entre los 40-50°, tratándose por tanto de pliegues bastante apretados.

\* De acuerdo con HUDLESTON (1973), consideramos como longitud de un flanco la existente entre dos charnelas adyacentes y medida a lo largo de la capa.

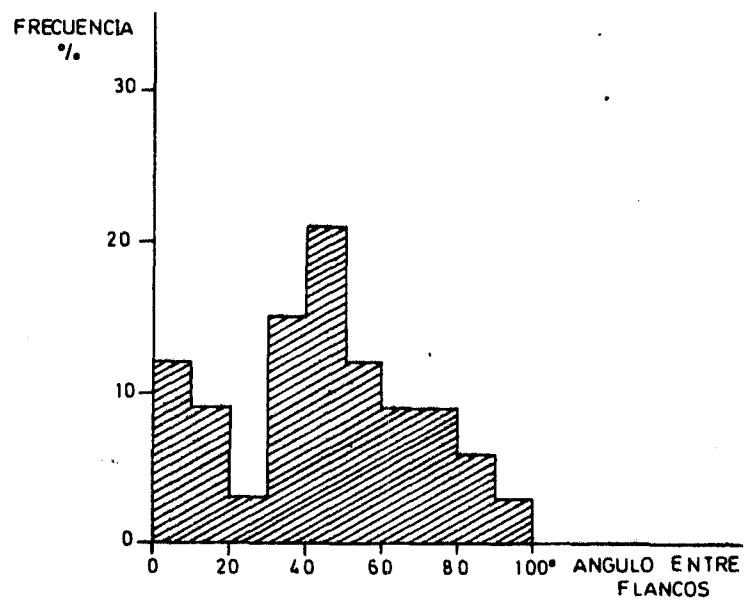


FIGURA 3..- Histograma de frecuencias del ángulo entre flancos de los pliegues estudiados.



#### 4.3 - Longitud de onda y amplitud

Estos parámetros son frecuentemente muy difíciles de determinar por diversas razones:

- En primer lugar porque a veces las condiciones del afloramiento no permiten la observación de ondas o semiondas completas.
- Por otra parte, las ondas suelen ser muy irregulares y estos parámetros varían de unas capas a otras.

Aunque estos parámetros varían mucho, puede decirse que en los pliegues de tercer orden de tamaño la semilongitud de onda raramente es menor de 1 m ni excede de 8 m. En este intervalo se encuentran más del 85% de las medidas realizadas. En cuanto a amplitudes (medidas según la traza axial), a pesar de que se disponen de pocos datos, el 85% de estos corresponden a amplitudes comprendidas entre 1'5 y 5 m, mientras que un 50% oscilan entre 2 y 3 m.

#### 4.4- La litología

Los materiales en que se desarrollan los pliegues consisten en una alternancia de areniscas o cuarcitas con pizarras, las cuales poseen abundantes laminaciones de "silt". Es frecuente la laminación paralela y cruzada.

El tipo de alternancia varía mucho en lo que se refiere a la relación de espesores entre capas competentes e incompetentes. De acuerdo con esto se distinguen:



- "Multilayers" con predominio absoluto de areniscas de espesores comprendidos generalmente entre 10 y 40 cm. Las pelitas se encuentran exclusivamente limitadas a los planos de estratificación con espesores del orden de 1 cm (fot. 3, 4 y 5).
- "Multilayers" con predominio de areniscas con espesores de 20 a 50 cm, aunque excepcionalmente pueden aparecer capas de arenisca de hasta 1m de espesor. Las pizarras poseen en este caso espesores de 5 a 10 cm y en ellas aparecen ya laminaciones de "silt". (fot.6).
- "Multilayers" con predominio de pizarras que poseen laminaciones de "silt" o areniscas de unos 2mm de espesor. Estas capas incompetentes poseen un espesor de 8 a 10 cm mientras que las areniscas están reducidas a capas de 1-1'5 cm aparte de las laminaciones descritas. (fot.7)
- "Multilayers" con igual proporción de areniscas y pizarras. Es un caso más bien raro. Además de estos tipos, existen, sobre todo hacia la base de la formación, algunos tramos de areniscas y cuarcitas masivas en los cuales no se suelen desarrollar pliegues menores.

#### 4.5 - Morfología

En el estudio de la morfología de un conjunto de pliegues hay que considerar separadamente dos aspectos (RAMSAY 1967; HUDLESTON 1973):

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

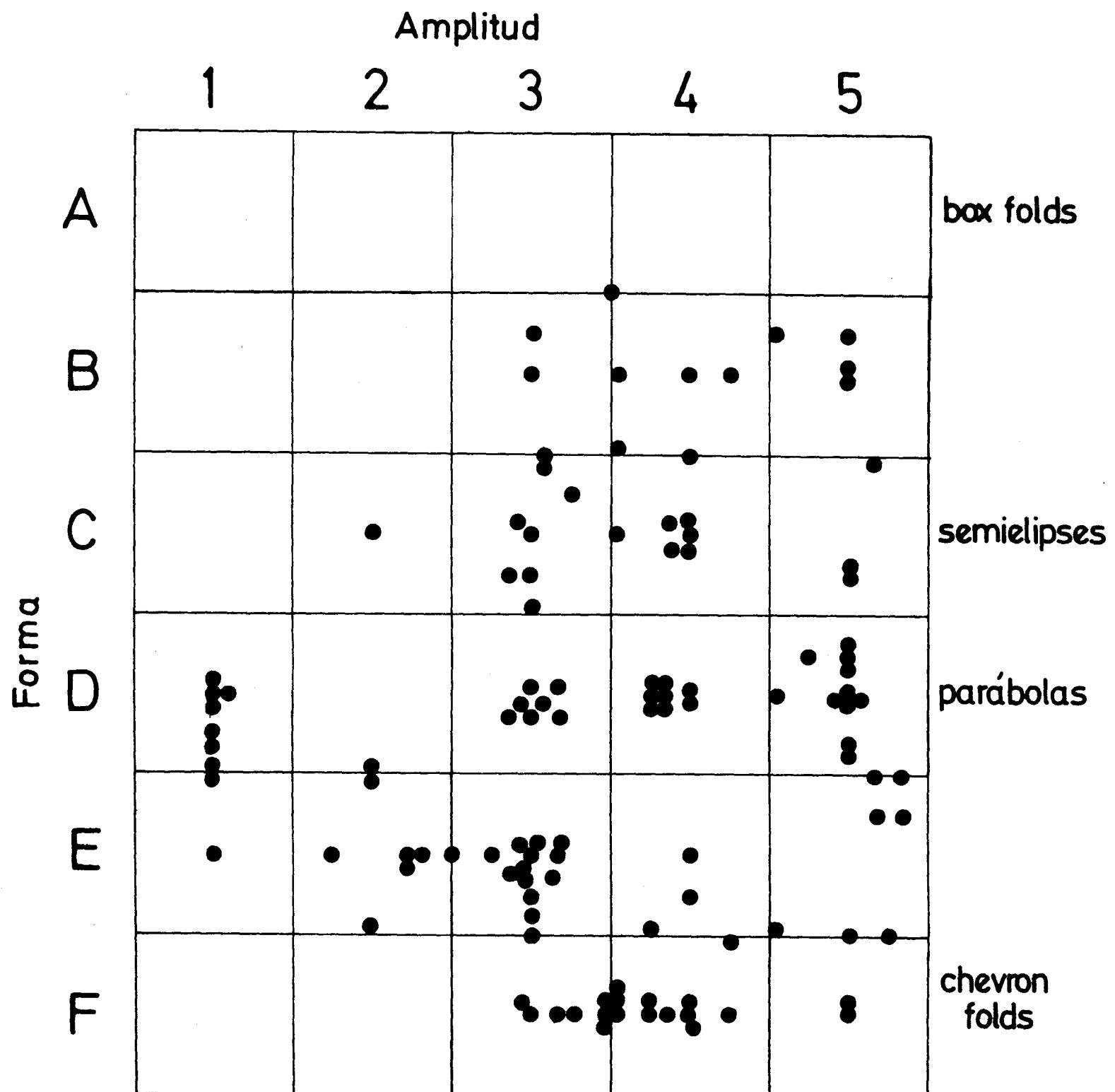


FIGURA 4.- Clasificación de HUDLESTON (1973) de la superficies plegadas en el área estudiada.

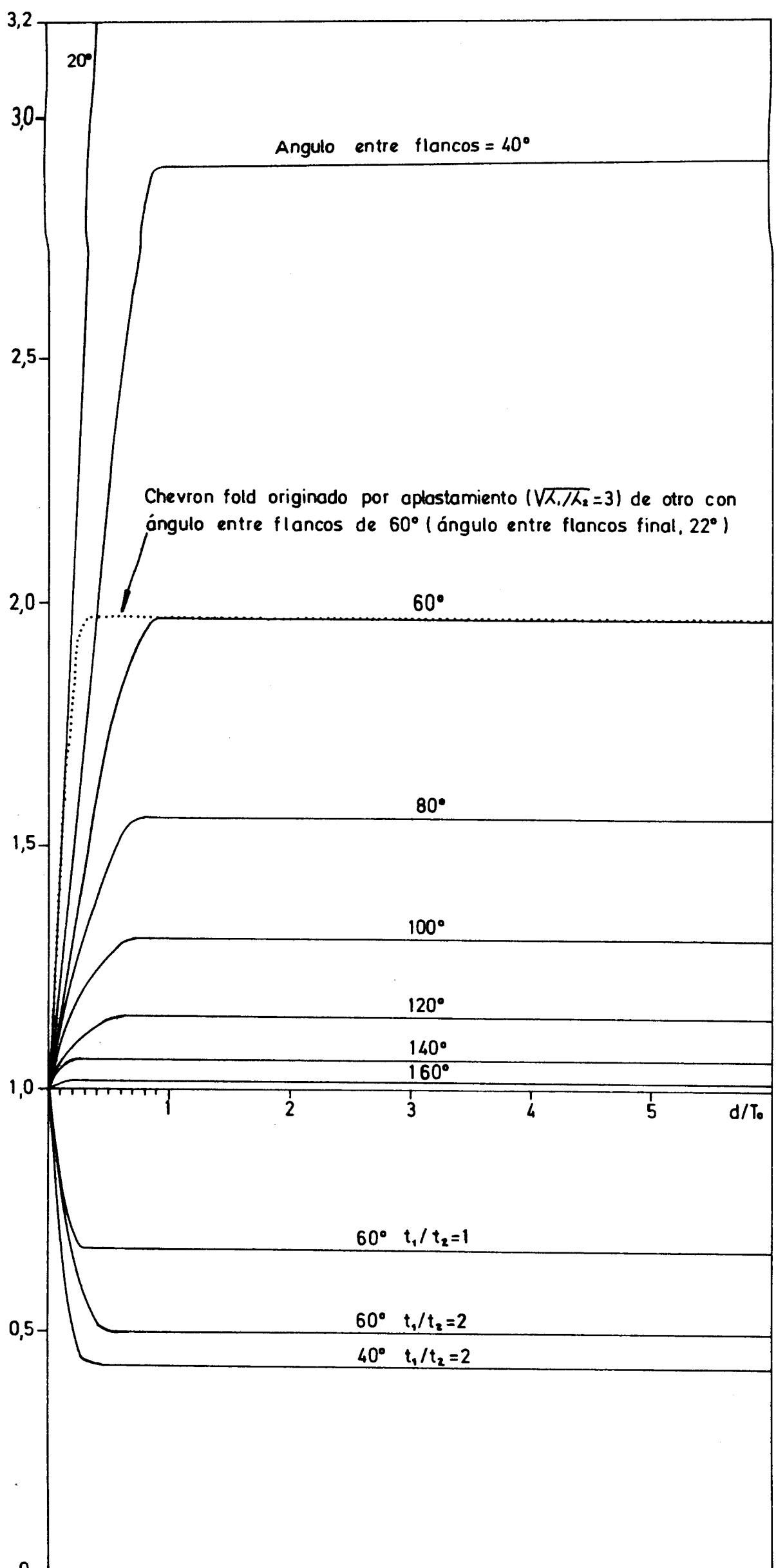


FIGURA 5. - Curvas  $T_\alpha' = f(d/T_0)$  de capas de "chevron folds" correspondientes al modelo de RAMSAY (1974). Encima del eje de absisas se sitúan las curvas de las capas competentes y por debajo las de las capas incompetentes.



Para dar una visión de conjunto de la forma de las superficies plegadas se ha utilizado la clasificación bidimensional de HUBLEY (1973) que se realiza mediante comparación visual de la forma del perfil de las superficies plegadas con una gama de 30 formas "standard" que dicho autor presenta. De la observación del diagrama de clasificación (fig. 4) se deduce la existencia de una notable dispersión de puntos. No obstante pueden sacarse algunas conclusiones:

- Los "box folds" son inexistentes
- Más del 80% de los puntos corresponden a pliegues de amplitudes medias a altas (amplitudes 3, 4 y 5 del diagrama). Este hecho está de acuerdo con las medidas del ángulo entre flancos realizadas y que, como se ha visto corresponden a pliegues bastante apretados.
- Existen dos tipos extremos de morfología de superficies plegadas:
  - a - "Chevron folds" (fot. 3, 4 y 14)
  - b - Pliegues de perfil curvado (elípticos o parabólicos - fot. 5, 6 y 8.)

Hay que destacar que en estos últimos pliegues aunque la charnela es curvada, los flancos son a veces relativamente rectilíneos (fot. 8). Asimismo existen casos de transición entre los dos grupos citados; un ejemplo característico de estos es el pliegue de la fot. 9 que posee una charnela relativamente aguda, pero sin embargo los flancos se encuentran suavemente curvados. Es interesante hacer notar como algunos pliegues pasan progresivamente hacia el núcleo de tener una morfología redondeada a ser prácticamente "chevron folds".



- Las diferencias de forma entre flancos homólogos de una misma superficie son generalmente pequeñas o nulas.

#### 4.6 - Los "chevron folds"

Para realizar el análisis de la geometría de los "chevron folds" existentes en el área estudiada se ha utilizado una técnica de clasificación análoga a la usada por RAMSAY en 1962. La técnica consiste en representar gráficamente el parámetro  $T\alpha'$  de RAMSAY (1967) como función del parámetro  $d/T_0$ , donde  $d$  es la distancia desde el punto donde se realiza la medida de  $T\alpha$  (RAMSAY 1967) hasta la traza axial y  $T_0$  es el espesor de la capa en la charnela.

Esta técnica se ha utilizado por diversas razones:

- En primer lugar, hay que decir que, aunque se ha considerado a veces que los "chevron folds" poseen afinidades geométricas con los pliegues similares (clase 2) y, sobre todo, con los paralelos (clase 1B) (RAMSAY 1967, 1974), se ha observado que, en la práctica, los "chevron folds" presentan notables desviaciones de estos dos tipos puros, por variar el espesor a lo largo de las capas.

- Esta clasificación, si bien puede utilizarse para todo tipo de pliegues, es particularmente útil en el caso de los "chevron folds". En efecto la clasificación propuesta por RAMSAY en 1967, presenta notables dificultades en su aplicación cuando:

- El espesor de la capa y el ángulo de buzamiento se mantienen constantes. Las partes de un pliegue en las que esto ocurre no quedan reflejadas en dicha clasificación.



- El espesor de la capa varía de tal forma que no pueden trazarse las tangentes a la capa paralela y necesarias para medir  $t^\alpha$  y  $\alpha$ . Esto sucede en los tramos en los que las superficies superior e inferior de la capa convergen o divergen entre sí. Cuando esto ocurre tampoco es posible utilizar la clasificación de RAMSAY (1967).

En los "chevron folds" siempre aparecen una u otra de las características descritas por lo cual no puede aplicarse a ellos la clasificación de RAMSAY (1967). Estas dificultades se obvian si se utiliza la técnica descrita.

Una clasificación basada en la representación gráfica de  $T^\alpha' = f(d/T_0)$  tiene las siguientes propiedades:

- Dependiendo de la posición que adquiera la gráfica que representa un flanco determinado de un pliegue, pueden distinguirse tres tipos o clases de pliegues fundamentales:

- Clase 1; en ella, el recorrido de la función es tal que salvo en el origen donde siempre  $T^\alpha' = T_0 = 1$ . Esta clase corresponde a la clase 1 de RAMSAY, con la desventaja de que la representación de  $T^\alpha' = f(d/T_0)$  no permite la distinción de las subclases 1A, 1B (pliegues paralelos) y 1C de RAMSAY. En el caso de los "chevron folds" entrarían dentro de esta clase los siguientes tipos:

- "Chevron folds" en los cuales las charnelas correspondientes a las superficies superior e inferior de la capa son angulosas, convergiendo en los flancos dichas superficies entre sí hacia la charnela.

- "Chevron folds" en los que la superficie inferior de la capa posee una charnela angulosa mientras que la superior la posee redondeada. En los flancos, dichas superficies pueden ser paralelas o converger hacia la charnela. Un caso particular dentro de este tipo corresponde



a la forma de las capas competentes de los modelos geométricos de RAM-SAY (1967). En la fig. 5 se han representado las curvas que corresponden a las capas competentes de dichos modelos para diversos ángulos, con pendiente tanto mayor cuanto menor es el ángulo entre flancos, y un segundo tramo en el que  $T\alpha' = C^{te}$ , de forma que esta constante es tanto mayor cuanto menor es el ángulo entre flancos; además si  $T\alpha' = \beta$  es el valor constante de  $T\alpha'$  en este segundo tramo para el "chevron fold" de ángulo entre flancos  $\beta$  se cumple que  $T\alpha' (20) - T\alpha' (40) < T\alpha' (40) - T\alpha' (60) < T\alpha' (60) - T\alpha' (80)...$

- Pertenecerían además a esta clase otros "chevron folds" en los que no insistiremos por ser muy raros en la naturaleza.

- Clase 2. En ella  $T\alpha' = 1$ ; coincidiría con la clase 2 de RAM-SAY y por tanto corresponde a los pliegues similares. En el caso de "chevron folds" se trataría de pliegues en los que tanto la charnela de la superficie superior como la de la superficie inferior de la capa son angulosas, siendo además paralelas dichas superficies en los flancos del pliegue.

- Clase 3. En ella se cumple siempre que  $T\alpha'$ , coincidiendo por tanto con la clase 3 de RAMSAY. En el caso de los "chevron folds" a esta clase pertenecerían:

- "Chevron folds" en los cuales las charnelas correspondientes a las superficies superior e inferior de la capa son angulosas, divergiendo en los flancos dichas superficies hacia la charnela.

- "Chevron folds" en los que la superficie de la capa posee una charnela angulosa mientras que la de la inferior es redondeada. En los



flancos dichas superficies pueden ser paralelas o diverger hacia la charnela. Un caso particular dentro de este tipo sería el de las capas incompetentes del modelo de RAMSAY (1974). La forma de las curvas (fig 5) es análoga a la de las que corresponden a las capas competentes de dicho modelo, con la diferencia de que en este caso el primer tramo de la curva tiene una pendiente negativa. Además, la forma de las curvas depende, en el caso de las capas incompetentes, no sólo del ángulo entre flancos sino también de la relación entre los espesores ortogonales de la capa competente e incompetente relación  $t_1/t_2$  de RAMSAY (1974). De acuerdo con el diagrama de la figura 5 se observa que para una relación  $t_1/t_2$  dada, cuanto menor sea el ángulo entre flancos menor es la pendiente que corresponde al primer tramo de la curva y menor el valor de  $T^\alpha'$  constante del segundo tramo; por el contrario, para un ángulo entre flancos dado, cuanto mayor es la relación  $t_1/t_2$  menor es la pendiente del tramo inicial y menor el  $T^\alpha'$  constante del segundo tramo.

- Pertenecerían además a esta clase algunos pliegues con la charnela de la superficie superior de la capa redondeada y la de la inferior aguda, siendo en los flancos dichas superficies diferentes hacia la charnela. Estos casos son raros en la naturaleza.

- Los tipos descritos hasta ahora son tipos puros. Para los tipos compuestos y con una gráfica compleja hay que tener en cuenta que los tramos crecientes son de la clase 1, los decrecientes de clase 3 y los que tienen pendiente nula de clase 2.

- Otra propiedad de la función  $T^\alpha' = f(d/T_0)$  para un flanco de un pliegue dado, es que su campo de existencia es tanto menor cuanto menor es el ángulo entre flancos y cuanto menor es el valor de  $T_0$ .



- Finalmente, el efecto que produciría un aplastamiento homogéneo, con ejes principales  $\sqrt{\lambda_1}$  y  $\sqrt{\lambda_2}$  paralelo y perpendicular a la traza axial respectivamente, sobre una capa competente del modelo de "chevron fold" de RAMSAY (1974), puede verse en una de las curvas de la figura 5 que corresponde al aplastamiento de un "chevron fold" con ángulo original entre flancos de  $60^\circ$  y con  $\frac{\lambda_1}{\lambda_2} = 3$ . El resultado de este proceso es otro "chevron fold" con menor ángulo entre flancos ( $22^\circ$ ) y charnela más aguda en la superficie superior de la capa. La curva  $T\alpha' (d/T_0)$  correspondiente tiene forma análoga a la original, con la diferencia de que el tramo creciente tiene una pendiente mayor, mientras que el segundo tramo de la curva mantiene el mismo valor constante para  $T\alpha'$  que la curva original.

De acuerdo con esta técnica se han clasificado diversos "chevron folds" y del análisis de sus gráficas se deduce lo siguiente:

- Existen varios pliegues (fig. 6, A y B) cuyas gráficas pueden compararse con las correspondientes a las capas competentes del modelo de RAMSAY. Se observa un primer tramo ascendente y un segundo tramo que aunque es sinuoso, mostrando pequeñas irregularidades de la capa, pueden asimilarse a una recta subparalela al eje de abscisas. Se trata por tanto de pliegues de clase 2. No obstante, se observa una diferencia importante respecto a las curvas del modelo de RAMSAY y es que, en los pliegues clasificados, el valor de  $T\alpha'$  aproximadamente constante del segundo tramo es bastante más bajo que el que corresponde a la curva del modelo de RAMSAY con el mismo ángulo entre flancos.

- En el caso del pliegue de la fig. 6A esta diferencia se debe a que no se trata exactamente de un "chevron fold" ya que aunque posee charnela aguda, los flancos se encuentran suavemente curvados, por lo cual su estilo similar se debe a un proceso de aplastamiento que, como puede observarse (fot. 9) hace que el espesor ortogonal de los flancos aumente.



- En el caso del pliegue B de la fig. 6, se trata de "chevron folds" que difieren del modelo de RAMSAY en su asimetría y en la forma de la charnela. Esto último puede deberse en parte a un proceso de aplastamiento y en parte a diferencias en el mecanismo de formación entre el pliegue real y el modelo teórico; (a favor de esto último está, en el pliegue de la foto. 4, el hecho de que al "slip" medido en los huecos de charnela le corresponde un buzamiento que coincide con notable exactitud al buzamiento real de los flancos.

- El resto de los pliegues son de tipos variables. Así tenemos:

- Pliegues de clase 1 (fig. 7A - algunas capas - y B).

- Pliegues de clase 3 en la zona de charnela y de clase 1 en el resto. (fig. 7A - algunas capas - y fig. 8B).

- Pliegues compuestos de las clases 2 y 3 (fig. 8A y C).

En síntesis se observan algunas diferencias entre los modelos geométricos que se han propuesto y los pliegues observados. Entre estas diferencias está el hecho de que los pliegues reales poseen una charnela más aguda que la que corresponde al modelo teórico. Otra diferencia radica en la asimetría de los "chevron folds" observados; esta simetría implica una mayor componente de rotación en el flanco inverso que en el normal, lo cual se traduce en un mayor "slip" en el flanco inverso. Esto parece estar de acuerdo con el hecho de que las estrías se observan más frecuentemente en los flancos inversos.

4.7 - Pliegues de forma curvada (elípticos o parabólicos de HUBLESTON 1973);

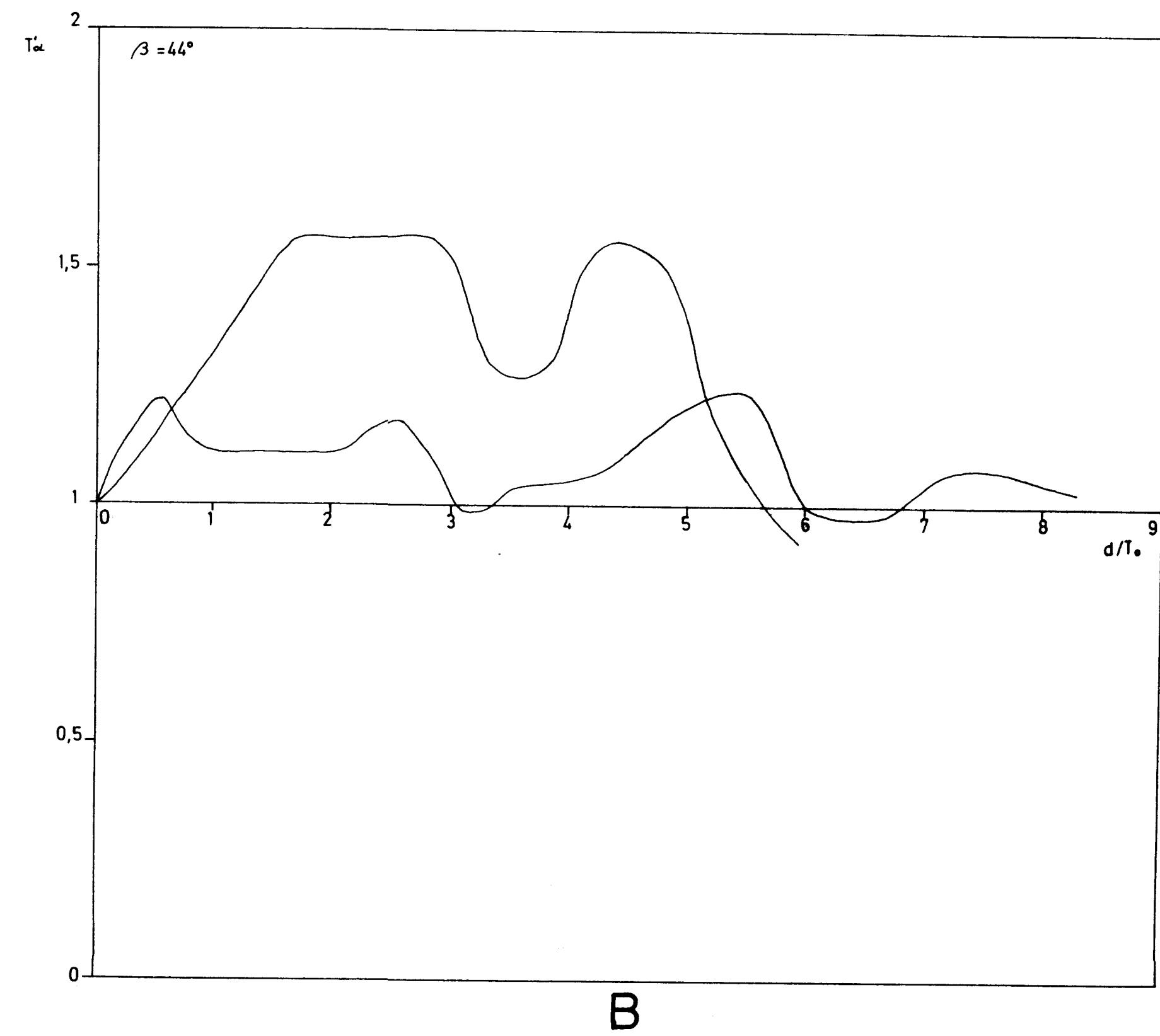
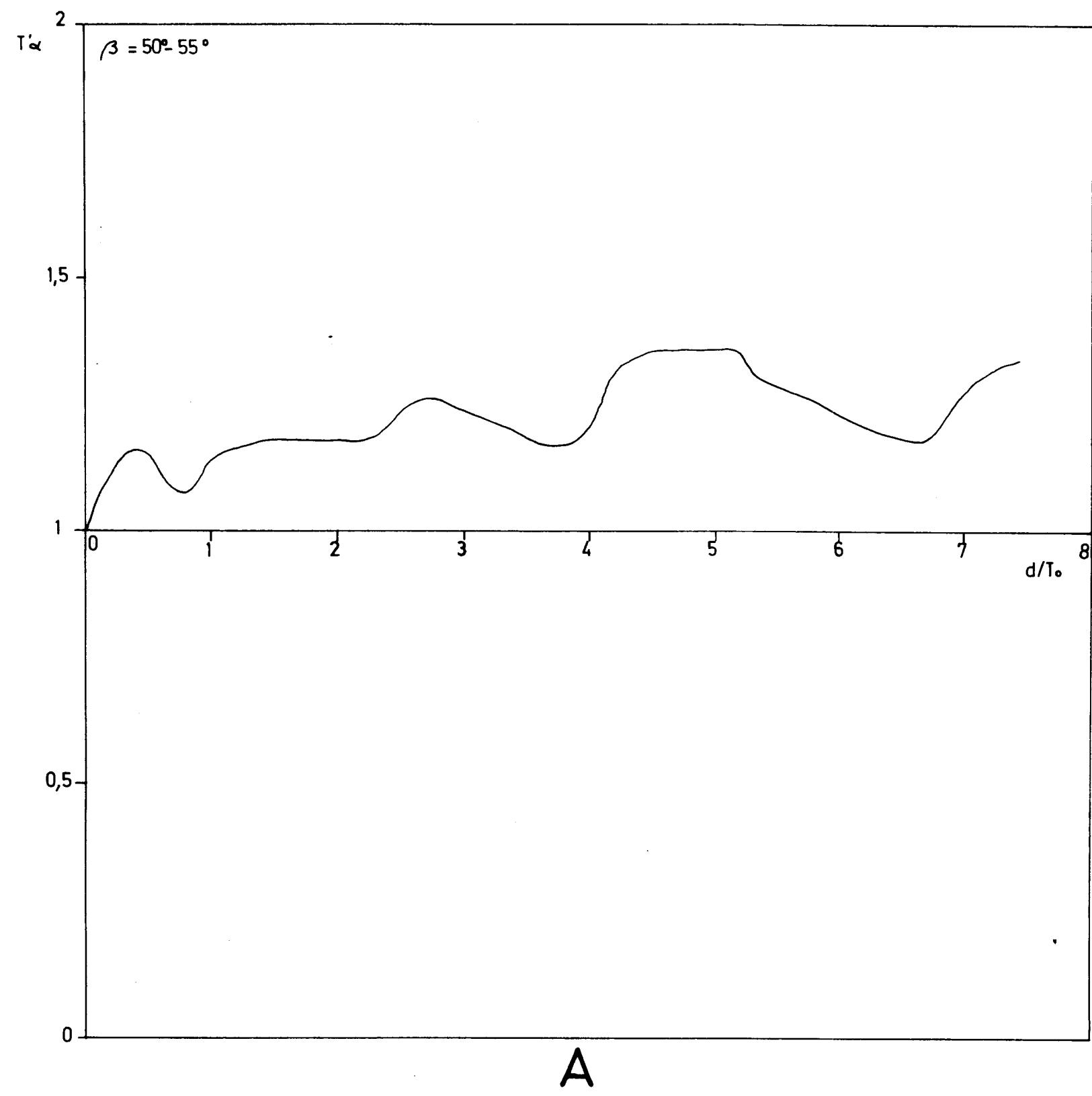
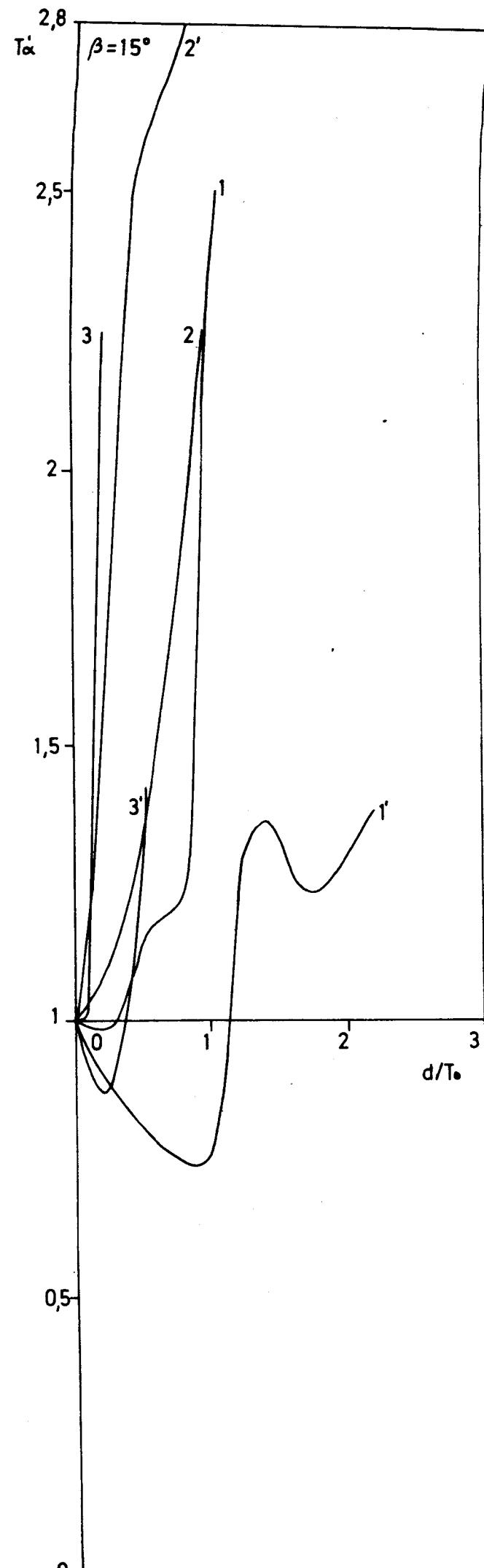


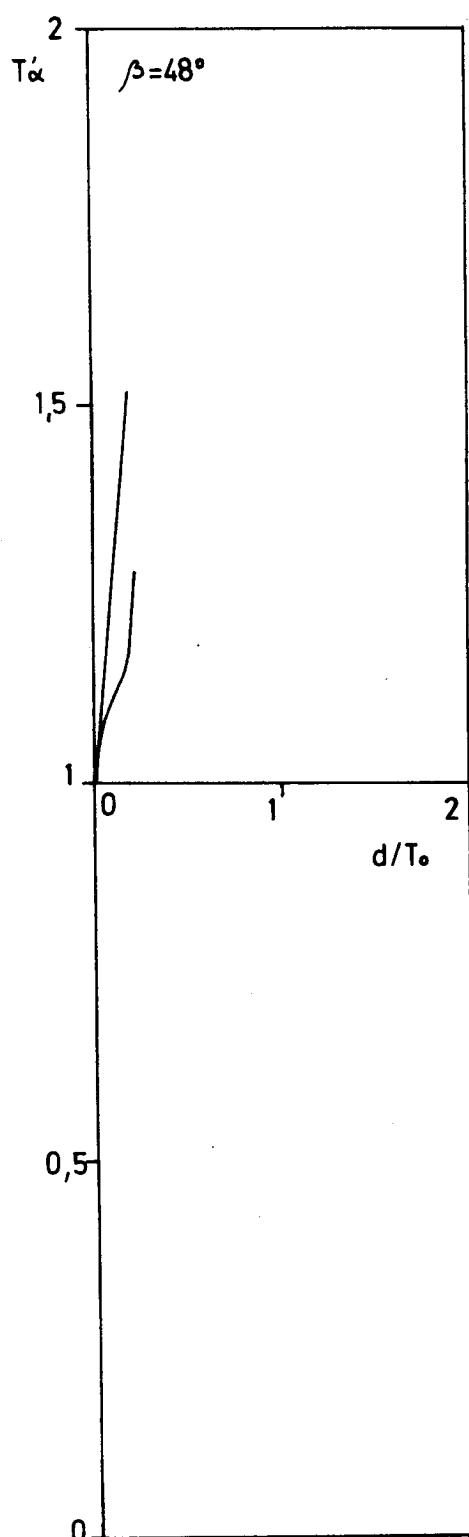
FIGURA 6



A

FIGURA 7

-20010



B

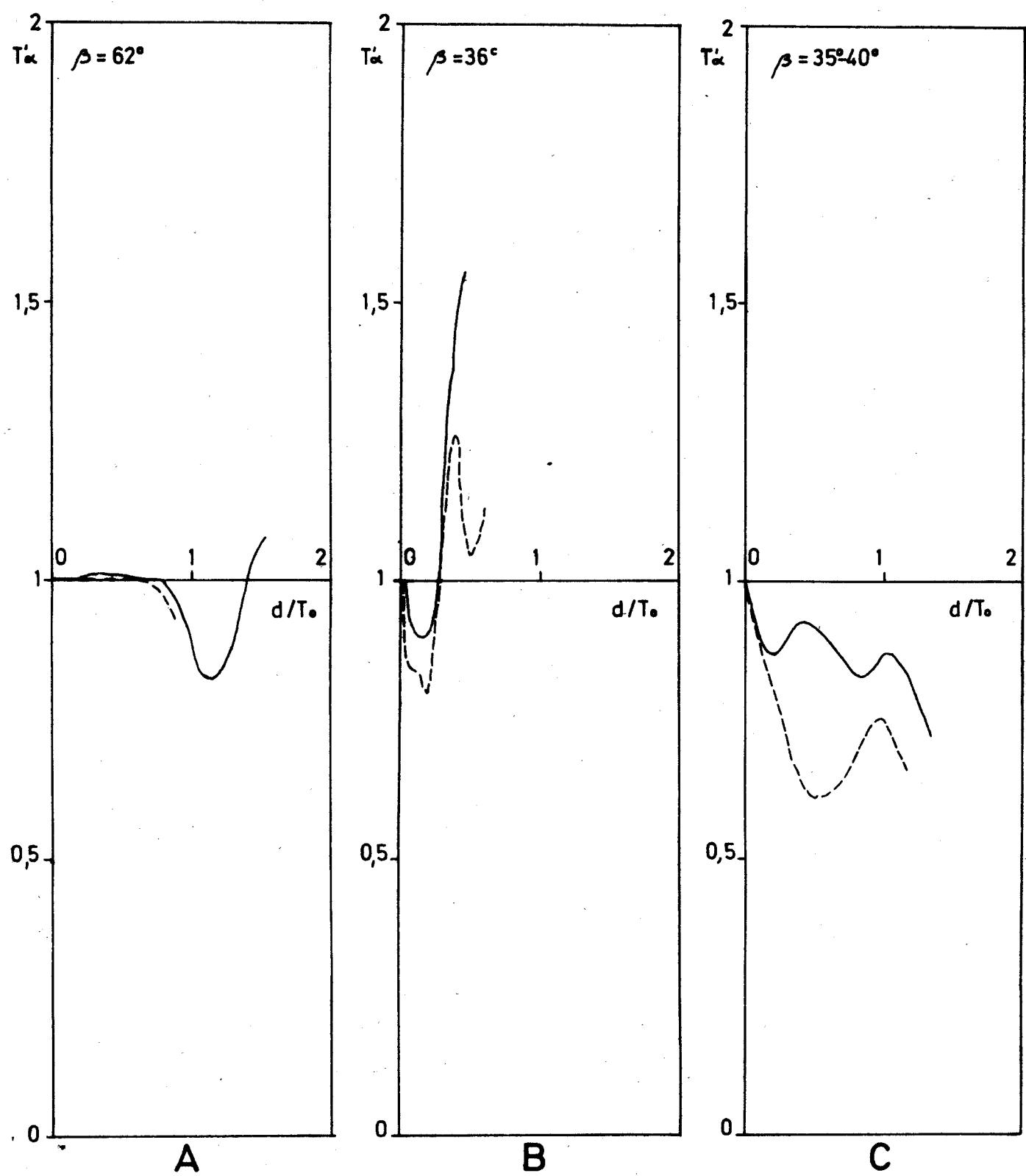


FIGURA 8



Para analizar la forma de las capas plegadas se ha utilizado la clasificación de RAMSAY (1967). Del análisis de las curvas  $t^{\alpha'}(\alpha)$  obtenidas y de la observación de las isógonas de buzamiento (dibujadas a intervalos de  $10^\circ$ ) (figs. 9 a 14) se deduce lo siguiente:

1. - En general se trata de curvas sencillas que corresponden a clases puras.

2. - Existe una notable mayoría de capas plegadas de clase 1C; hay también pliegues de clase 3 y algunos coincidiendo exactamente con la clase 2. La mayor parte, no obstante, se sitúan muy próximos a la clase 2, pudiendo considerarse en sentido amplio como pliegues similares.

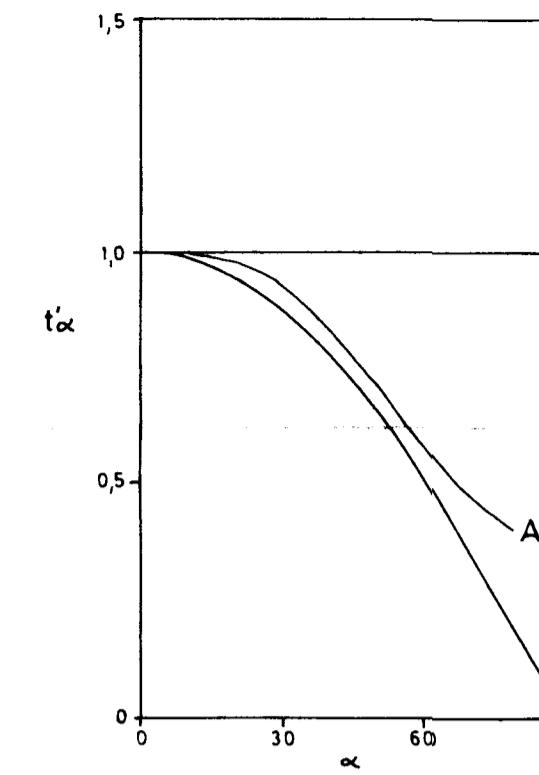
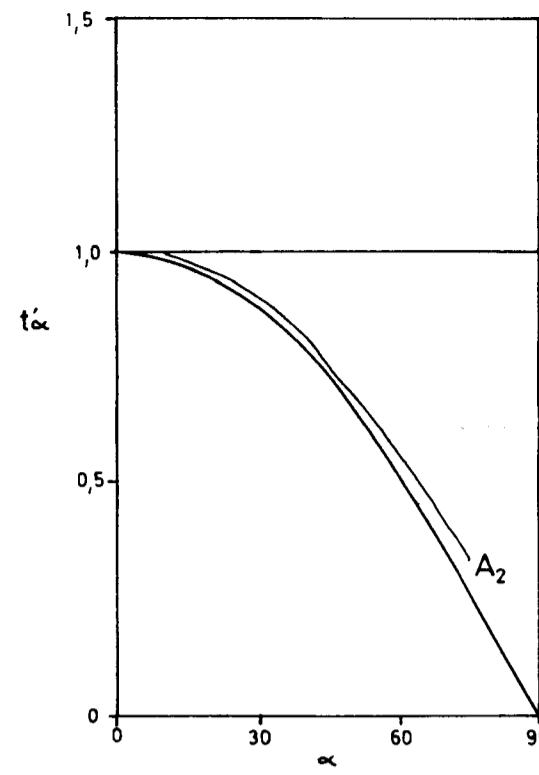
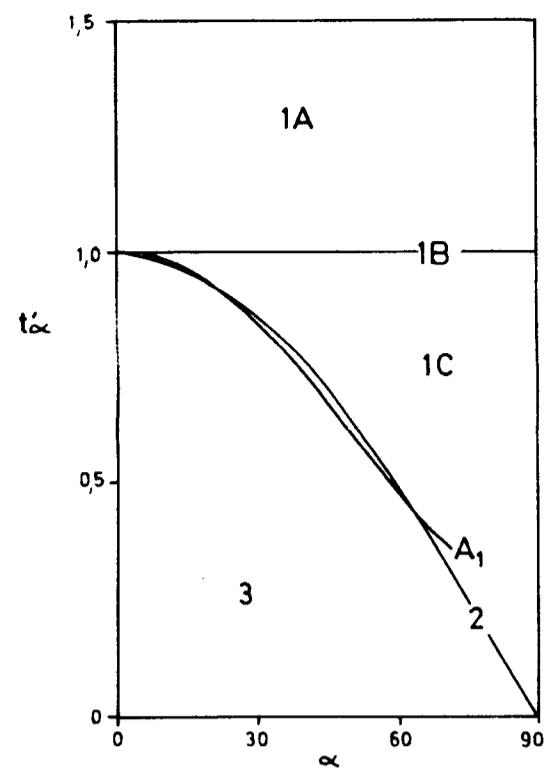
#### 4.8 - Estructuras de acomodación

El desarrollo del plegamiento conduce a problemas de compatibilidad para la deformación que habitualmente se resuelven dando lugar a una serie de estructuras características que agrupamos bajo el nombre de estructuras de acomodación. Estas estructuras han sido descritas detalladamente por RAMSAY (1967, 1974). La mayor parte de estas estructuras aparecen, en la zona estudiada, en los "chevron folds". Cabe citar los siguientes tipos:

- Huecos en las charnelas (fot. 3, 4 y 5). Se encuentran rellenos generalmente por material incompetente.

- Fallas inversas de flanco (fot. 10).

- Charnelas bulbosas.



- 2010

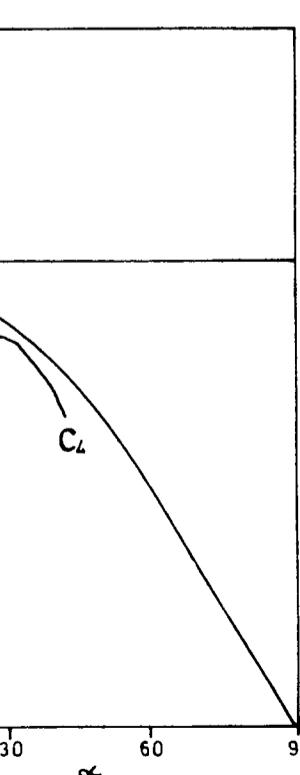
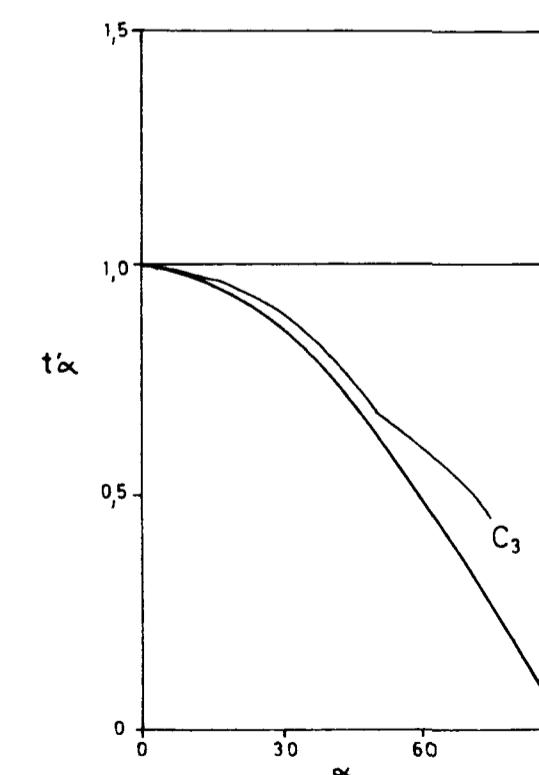
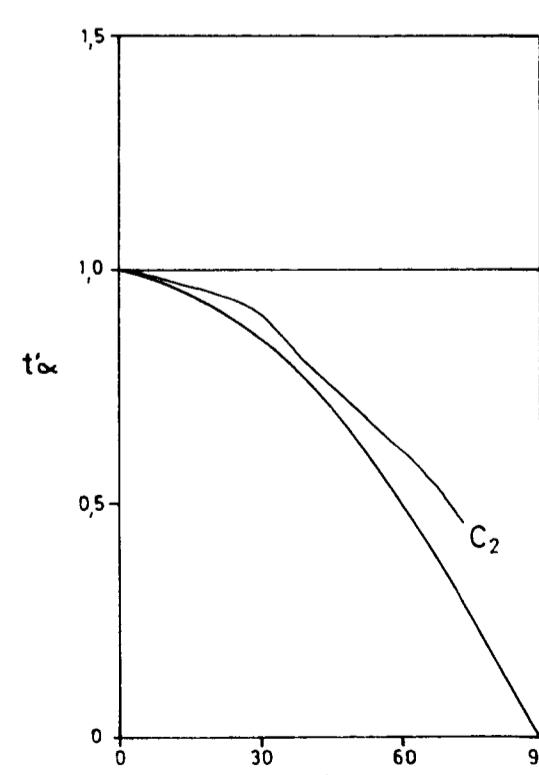
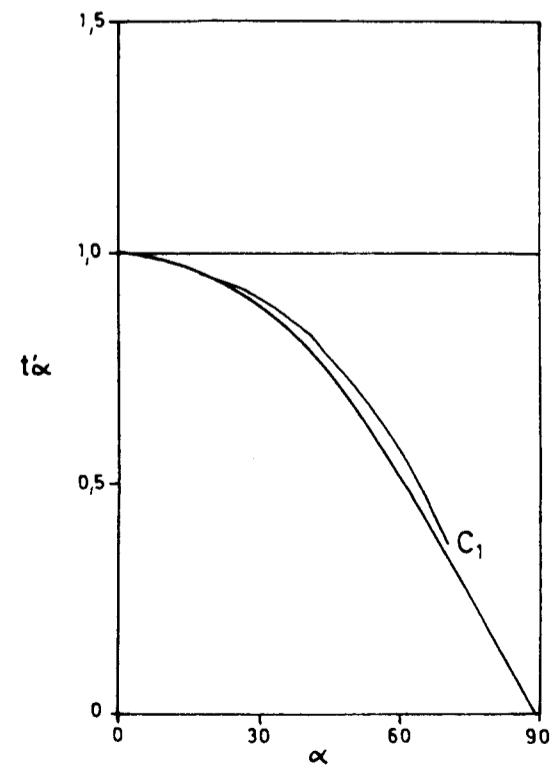
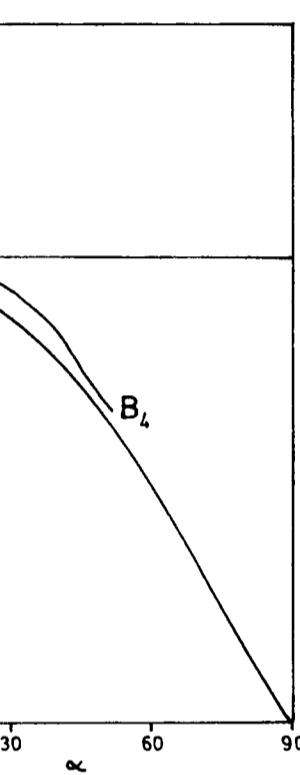
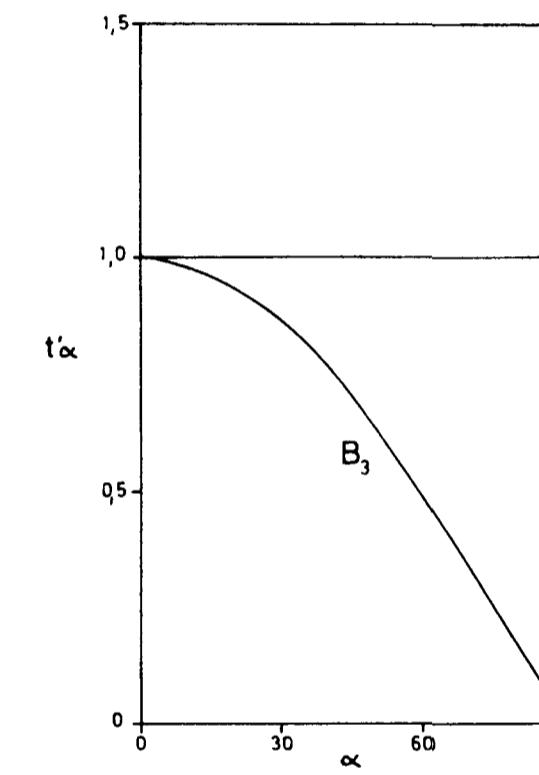
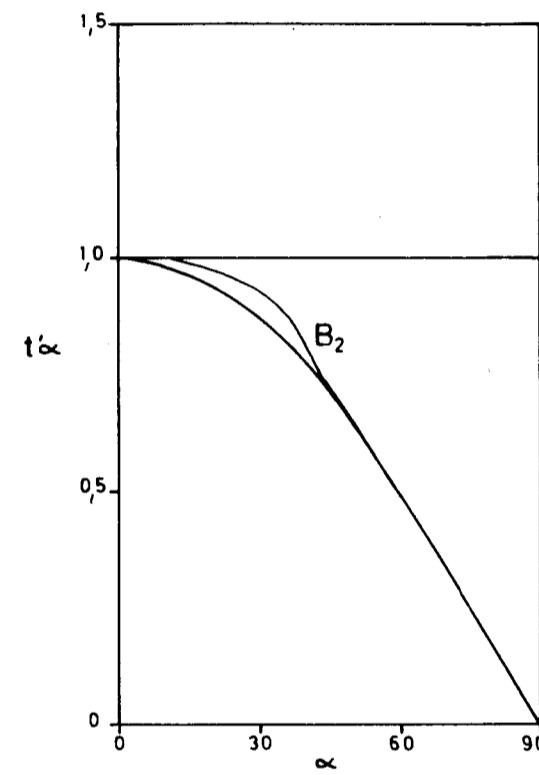
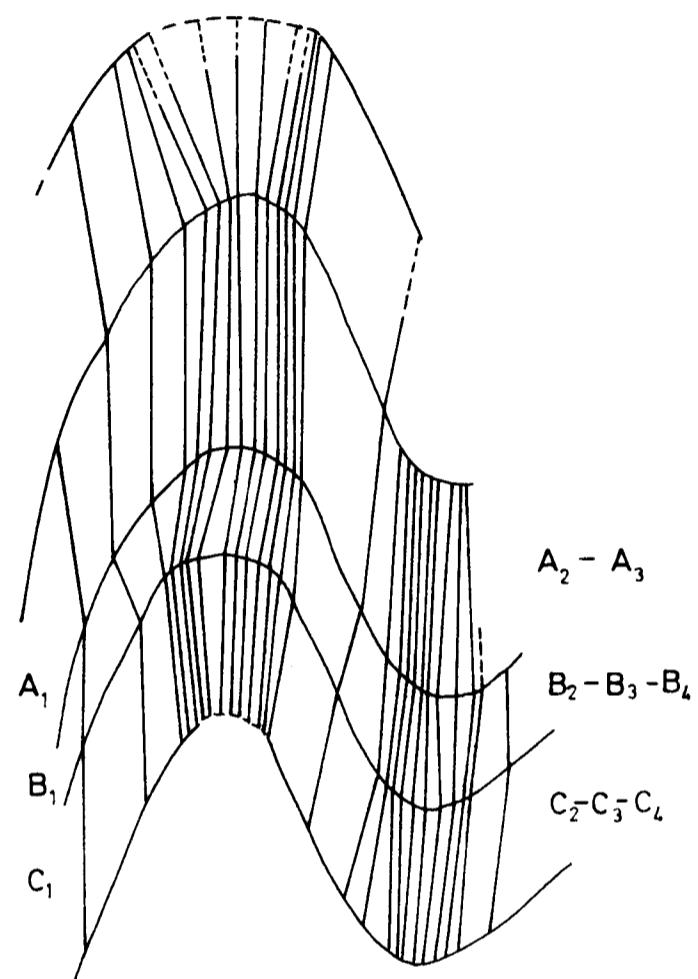
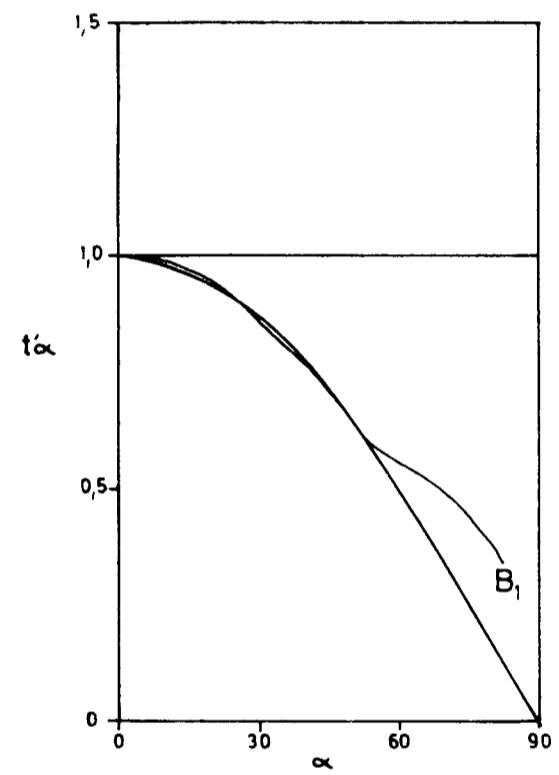


FIGURA 9

-20010

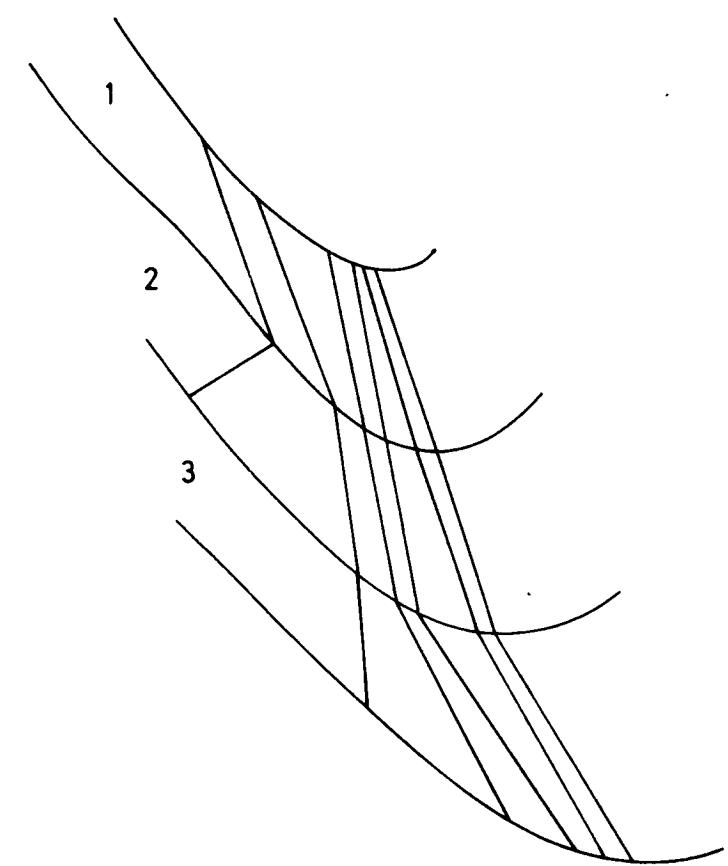
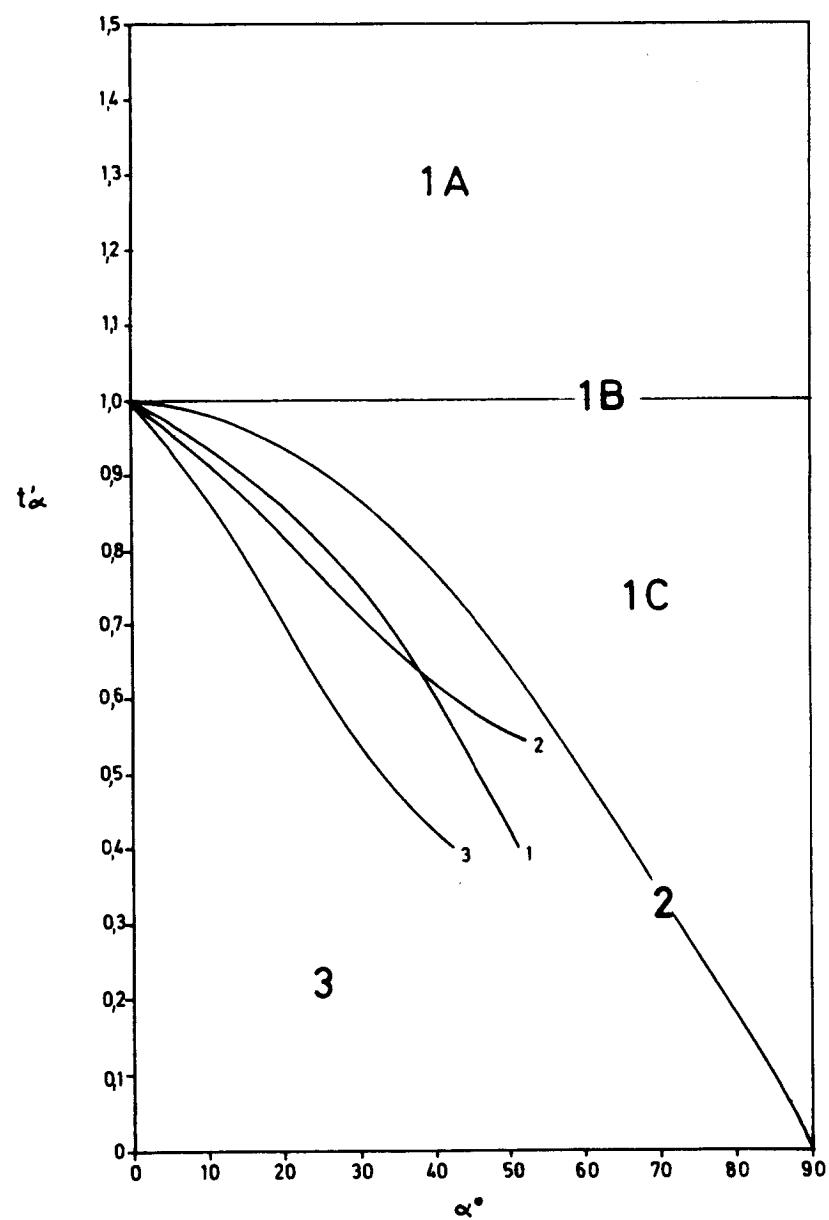


FIGURA 10

-20010

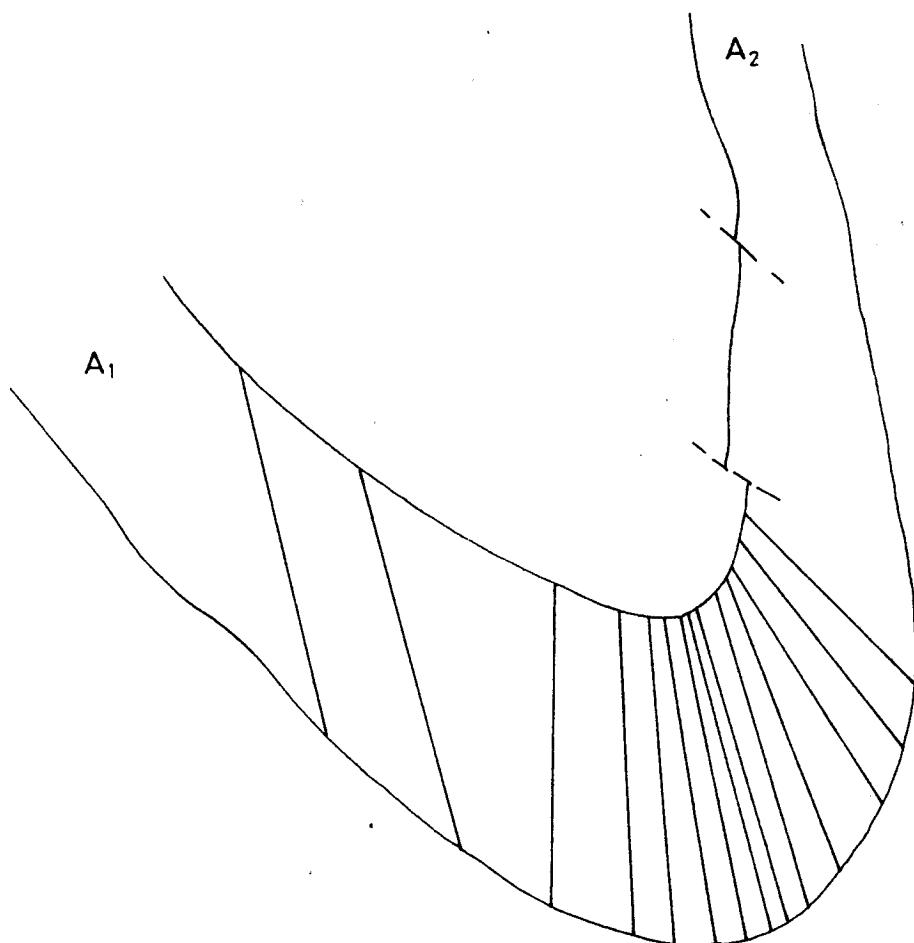
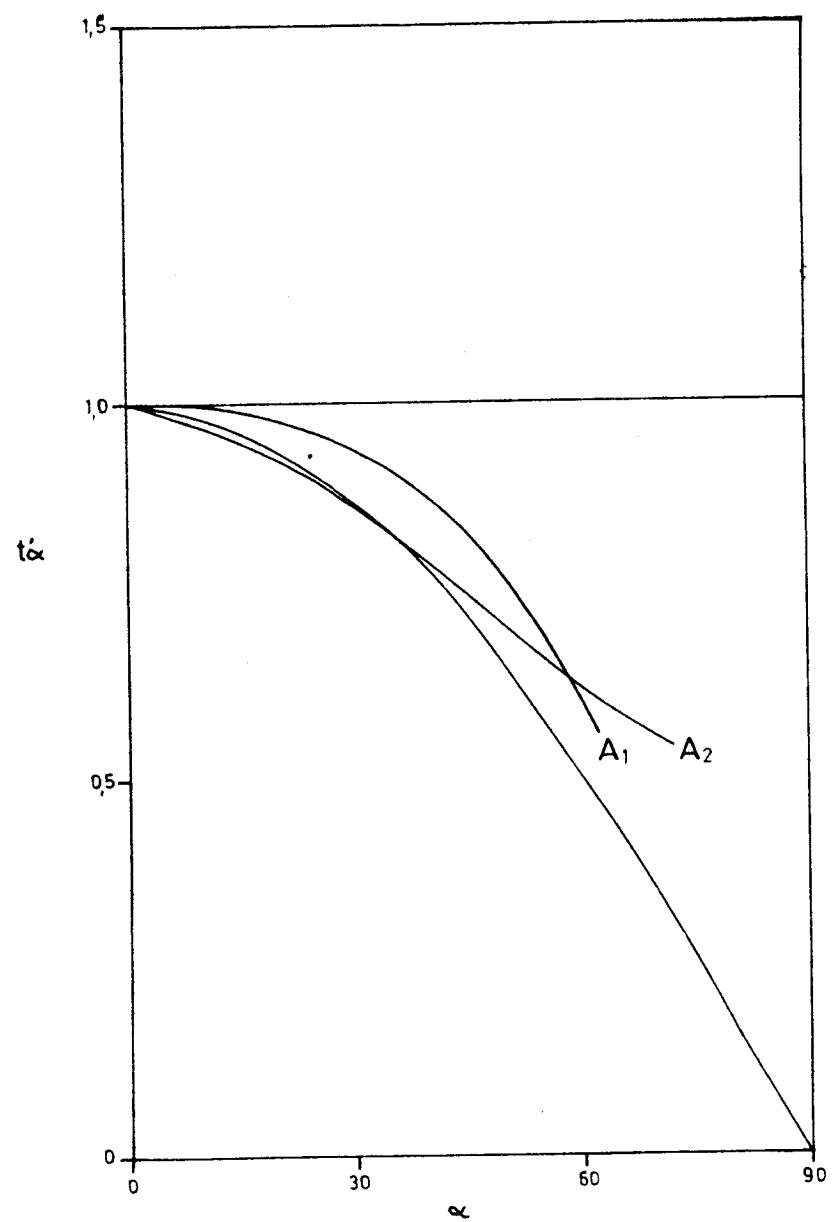


FIGURA 11

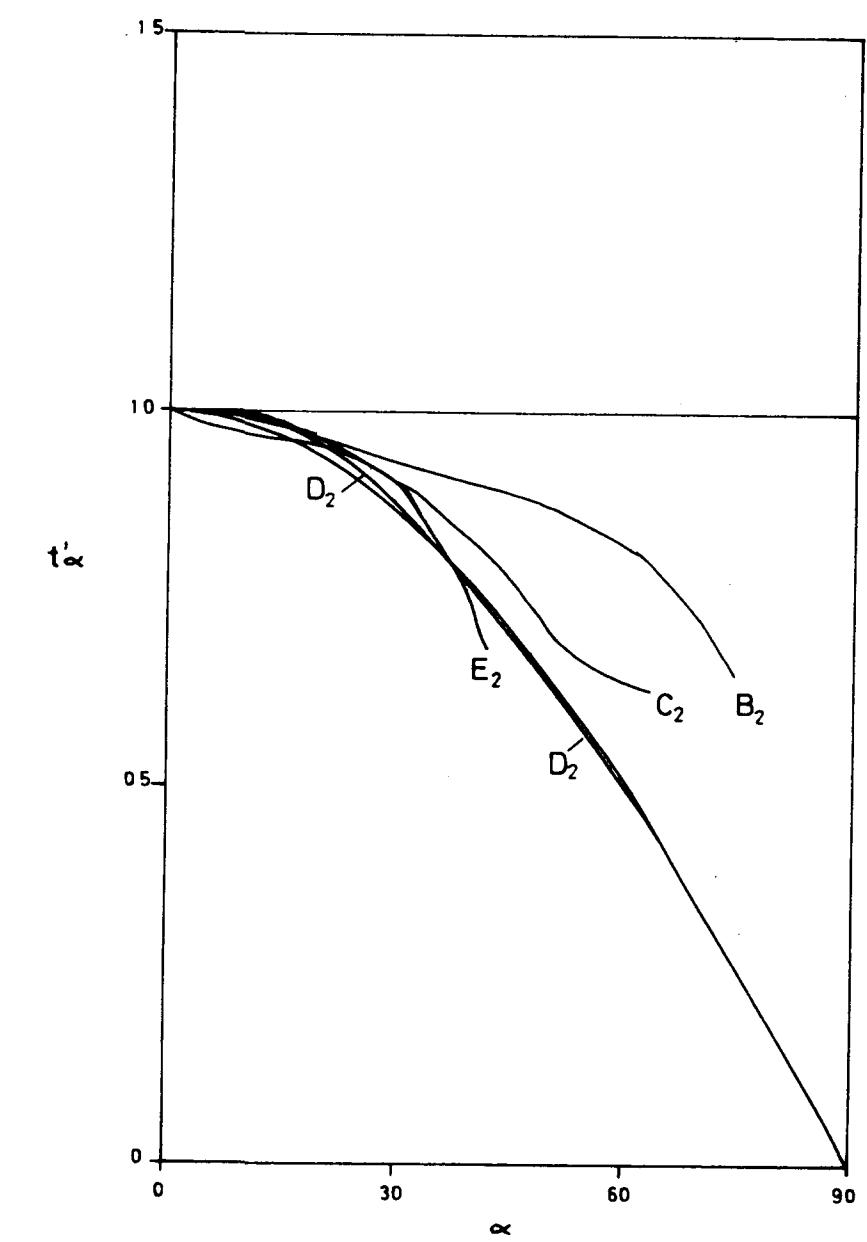
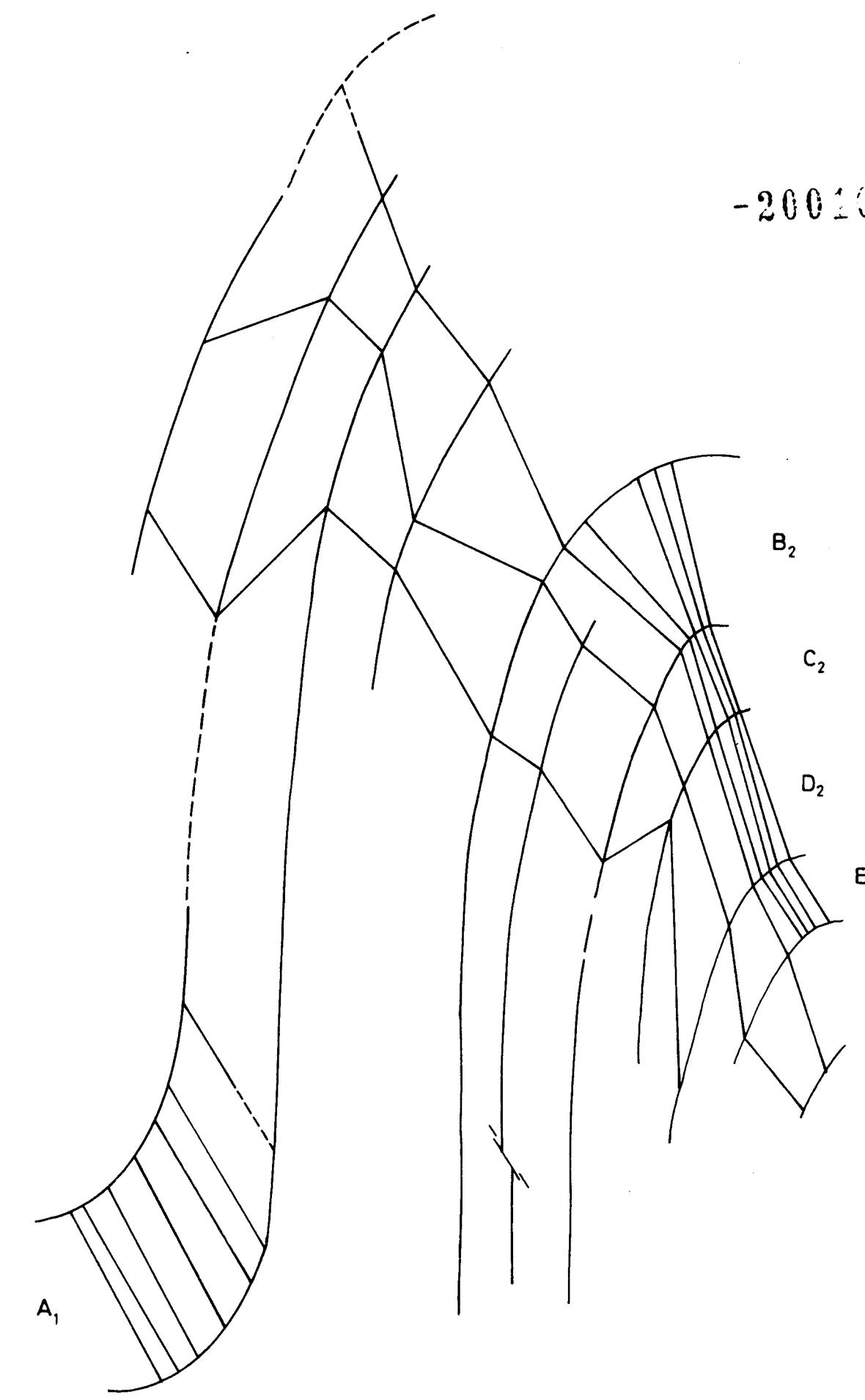
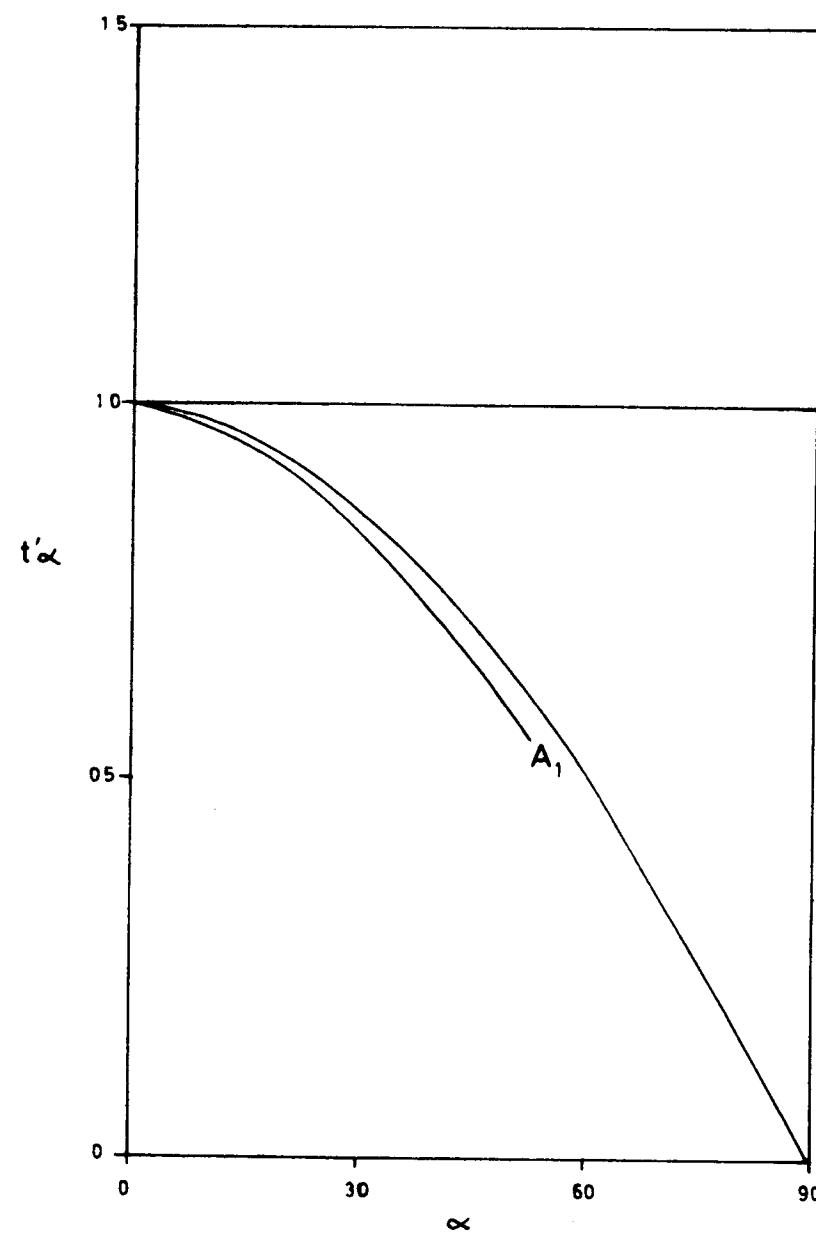


FIGURA 12

-20010

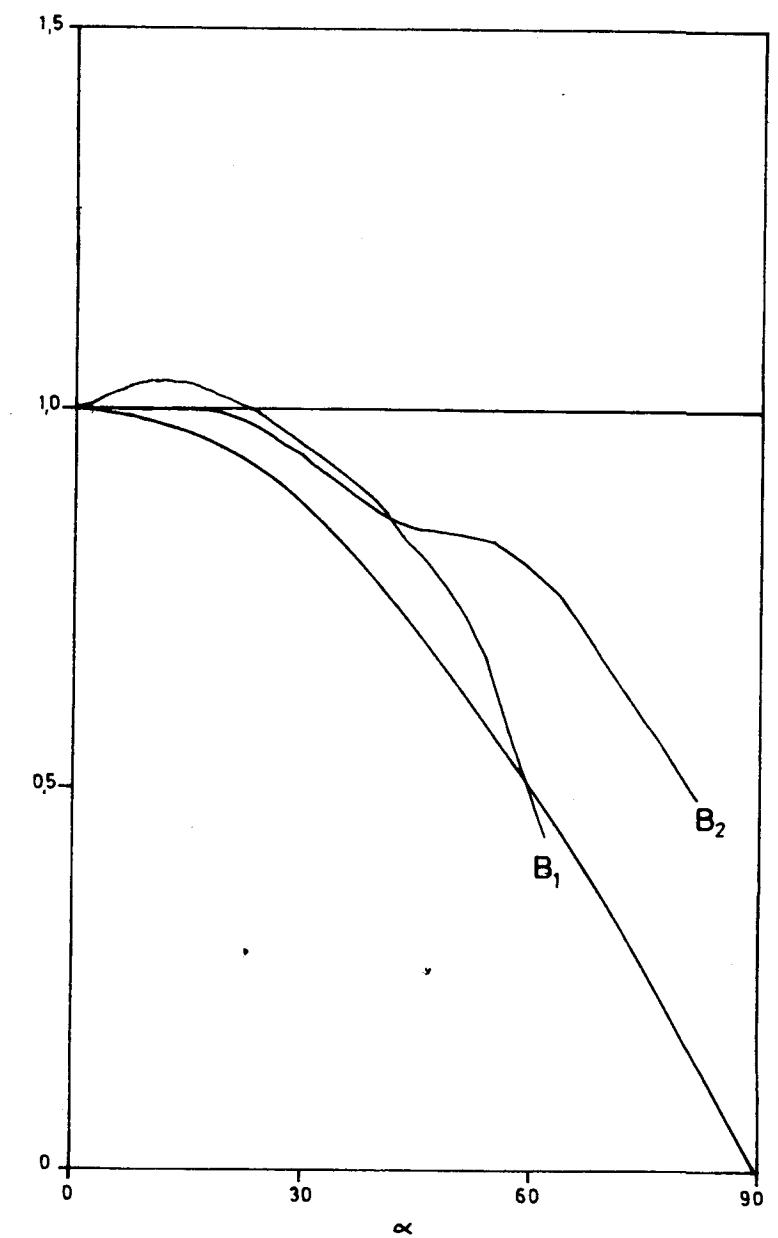
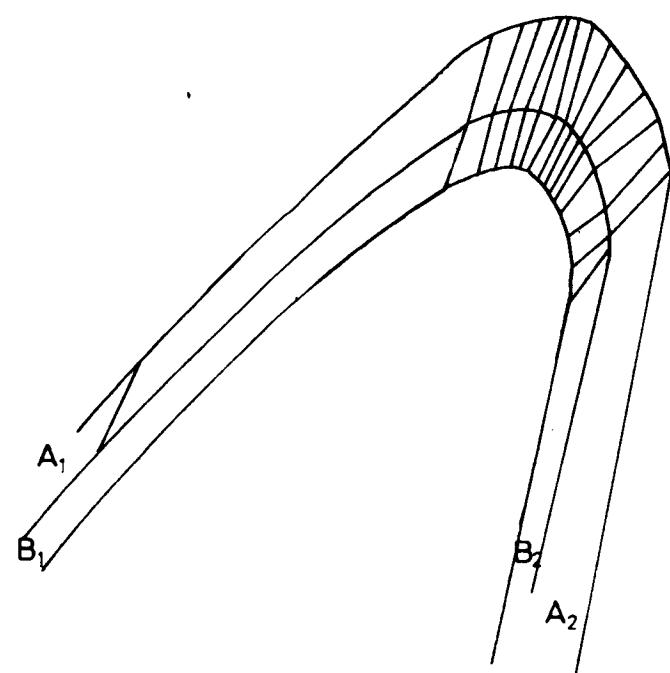
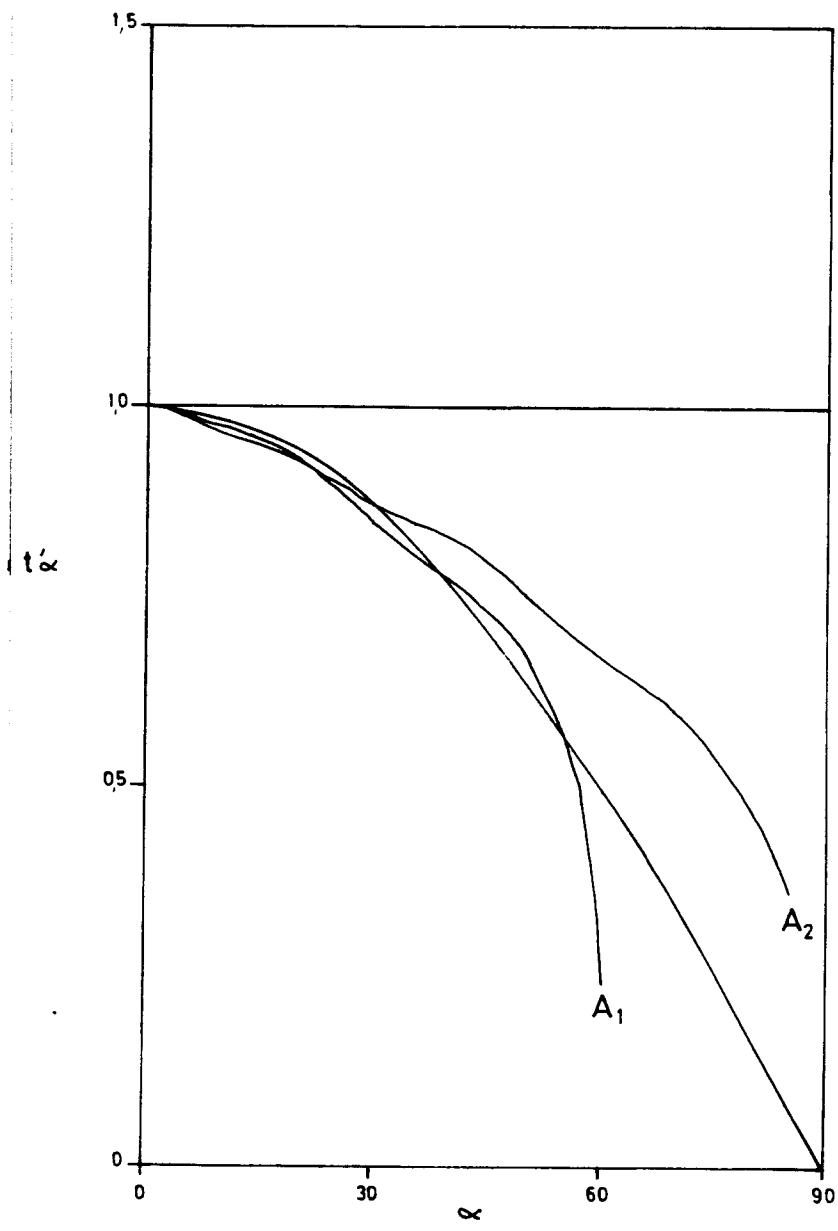


FIGURA 13

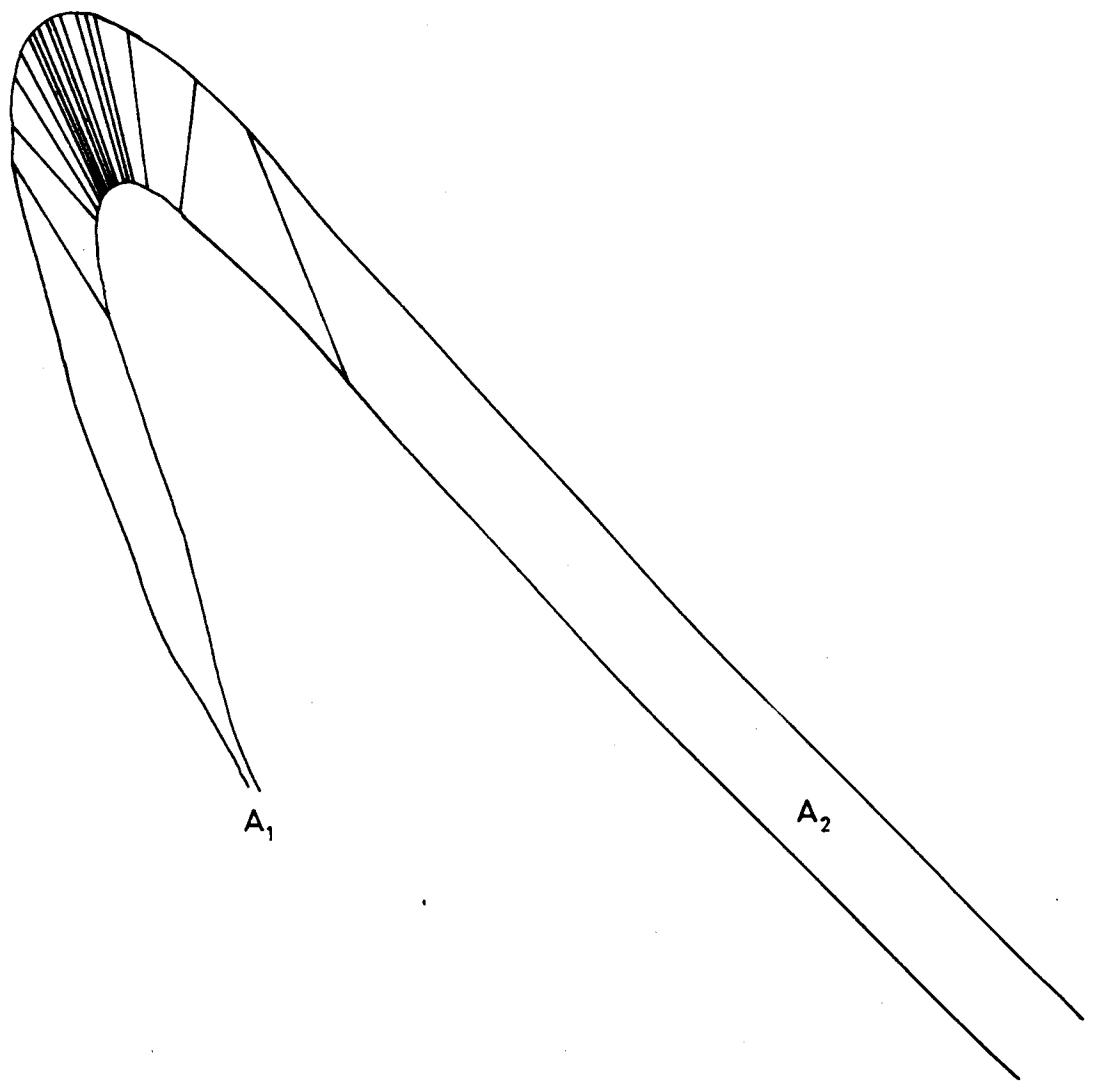
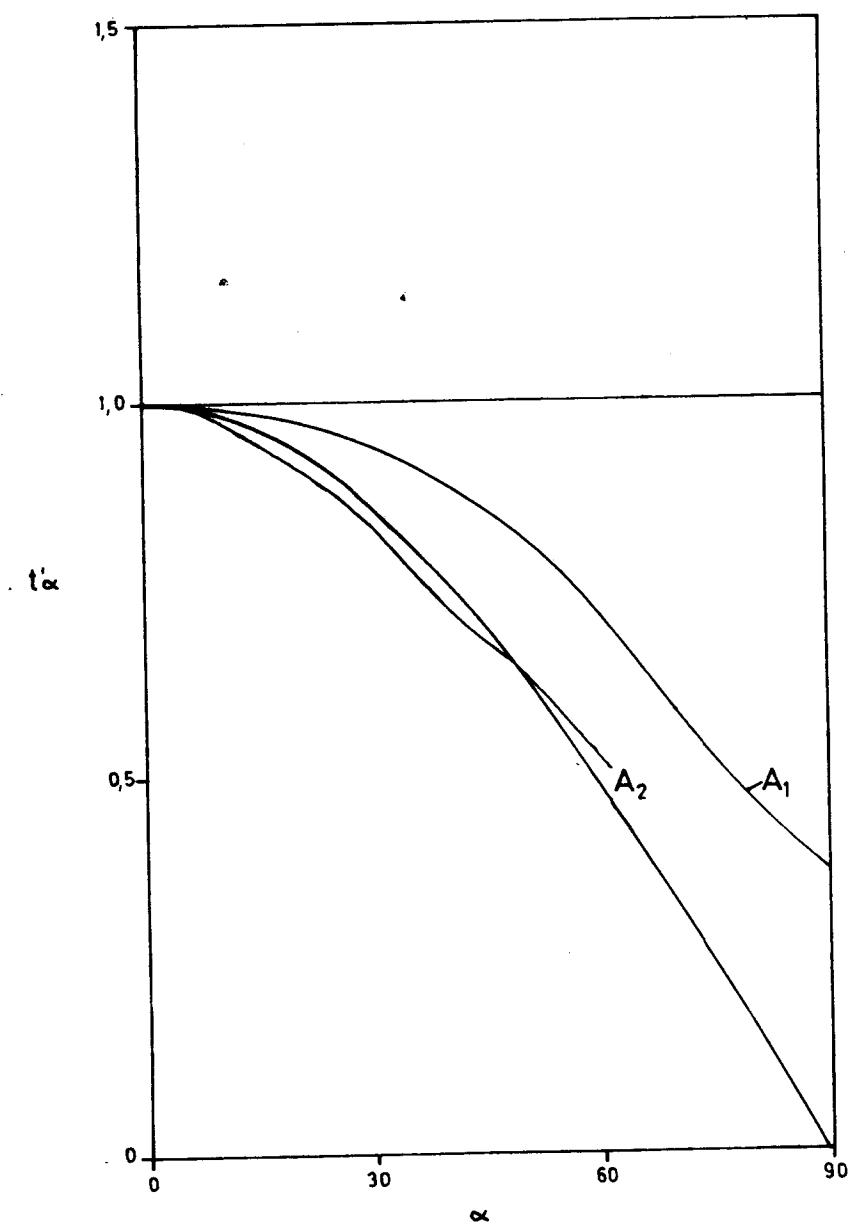


FIGURA 14



- Irregularidades en la forma de la superficie correspondiente al arco interno de la zona de charnela de capas gruesas competentes cuando la capa plegada se agudiza o se cierra excesivamente (fot. 11 y 12).
- Estrías sobre la estratificación en los flancos; son oblicuas a los ejes de los pliegues.

## 5. - EL PROCESO DE PLEGAMIENTO

Del estudio de la morfología de los pliegues de la 1<sup>a</sup> fase de deformación, se dedujo la existencia de dos tipos distintos en la zona estudiada: "chevron folds" y pliegues aproximadamente similares, habiendo además algunos ejemplos de transición entre ellos. Existe, por tanto, una estrecha coexistencia entre ambos tipos de pliegues que se manifiesta no sólo a lo largo del "multilayer" sino también a veces a lo largo de una misma superficie axial. En el estudio del proceso de plegamiento se prestará especial atención en la explicación de las causas de esta coexistencia y de los mecanismos que condujeron a ambos tipos de pliegues.

### 5.1 - Fundamento teórico y experimental

Para el estudio de un conjunto de pliegues formados en la naturaleza, el método más conveniente consiste en contrastar los datos obtenidos en el campo con los resultados que se obtienen a partir de los estudios teóricos o de los modelos experimentales. En lo que sigue se va a exponer el fundamento teórico y experimental básico necesario para la explicación del desarrollo de los pliegues existentes en el área estudiada. Se desarrollarán muy someramente los siguientes aspectos:

- Iniciación de plegamiento.
- Amplificación (amplitud finita).



- Una capa o conjunto de capas sufre "buckling" cuando la carga longitudinal adquiere un valor crítico que depende de las propiedades reológicas de los materiales y de las dimensiones de la capa o capas. Esta carga será tanto mayor cuanto mayor sea el espesor de la capa o capas competentes y cuanto mayor sea su viscosidad. La intensidad de la desviación que se produce en la capa es indefinida.

- Si una capa confinada que sufre "buckling" posee una irregularidad inicial de forma sinusoidal se deduce lo siguiente:

- La desviación final es también sinusoidal y es proporcional a la amplitud de la irregularidad inicial, dependiendo además de la longitud de onda de dicha irregularidad, de las características reológicas de la capa, de sus dimensiones y de la carga aplicada.

- La desviación de la irregularidad inicial aumenta al aumentar la carga, suavemente al principio y luego cada vez más rápidamente a medida que la carga aplicada se aproxima a la crítica. La carga crítica depende en este caso, además de las variables ya citadas, de la longitud de onda de la irregularidad inicial.

- Existe una longitud de onda de la irregularidad inicial que requiere una carga crítica mínima para su amplificación; esta longitud de onda es la longitud de onda dominante  $W_s = 2\pi t (\mu_1/6\mu_2)^{1/3}$  y es proporcional al espesor de la capa (t) y a la raíz cúbica de la relación entre las viscosidades de la capa ( $\mu_1$ ) y del medio ( $\mu_2$ ). Esta longitud de onda inicial es la que crece más rápidamente con el aumento de la carga e incluso cuando las irregularidades iniciales son complejas tienden a desarrollarse pliegues con la longitud de onda dominante.

- La longitud de onda dominante se amplifica lentamente al principio con el aumento de la deformación compresiva, haciéndolo después de forma explosiva para un valor de la deformación que es tanto menor cuanto mayor es el contraste de viscosidades (RAMSAY 1967).



- Los datos experimentales parecen indicar que los pliegues aparecen seriadamente en el espacio y en el tiempo a medida que la perturbación se propaga lateralmente a lo largo de la capa o capas competentes y parece probable que la propagación sea más rápida cuanto mayor sea  $\mu_1/\mu_2$ . Si las irregularidades están cercanas cabe esperar que las ondas se interefieran y que se produzcan ondas irregulares (PATERSON & WEISS 1966; PRICE 1967; COBBOLD 1975).

- Si una capa viscosa sufre "buckling" en un medio menos viscoso y de espesor finito, si este espesor es, en primera aproximación igual o mayor que la longitud de onda que se desarrolla, ésta es la misma que correspondería a un medio infinito. Asimismo, si la relación entre el espesor del medio y la longitud de onda es mayor que 0'6, la desviación es la misma que si el medio fuera infinitamente espeso (CURRIE *et al* 1962; JOHNSON 1970).

- Si sufren "buckling" capas competentes de distintos espesores en un medio menos competente de forma que dichas capas estén separadas 0'5 longitudes de onda del miembro más grueso, las formas de ondas de las capas más delgadas están influenciadas por la proximidad de las ondas de la capa más gruesa. El modelo de onda de las capas más delgadas es complejo. Si las capas están casi juntas se pliegan con una misma longitud de onda que es ligeramente mayor que la que correspondería a la capa más gruesa si estuviera sola en el medio incompetente (CURRIE *et al* 1962).

- Si se trata del "buckling" de n capas de viscosidad  $\mu_1$  y de espesor individual t en un medio de viscosidad de menor viscosidad ( $\mu_2$ ) la longitud de onda dominante viene dada por  $W_D = 2\pi t (\eta\mu_1/6\mu_2)^{1/3}$  y es por tanto igual a la que correspondería a una sola capa de espesor t multiplicada por  $(n)^{1/3}$ . En las mismas condiciones, para un espesor total dado T de estratos, si nt = T, la longitud de onda dominante es  $W = 2\pi T (\mu_1/6\mu_2 \eta_2)^{1/3}$ ,



que afirma que la longitud de onda decrece linealmente con el aumento del número de capas que forman el espesor total T.

- BIOT (1964) ha investigado también el caso de un "multilayer" \* sometido a carga axial entre límites rígidos. Dedujo que se producen ondas sinusoidales que disminuyen en amplitud a medida que la distancia al límite rígido disminuye. La desviación depende además de esta distancia, de la longitud de onda que se desarrolla, del número de capas y del espesor total del multilayer.

Amplificación (amplitud finita):-

Cuando el buzamiento de los flancos sobrepasa los  $15^{\circ}$ , los resultados obtenidos a partir del estudio de la iniciación del plegamiento dejan de ser válidos. Por encima de este valor del buzamiento, la curvatura y la amplitud aumentan, mientras que la longitud de onda disminuye progresivamente. Asimismo, las ondas cambian de forma y dejan de ser sinusoidales. Esta teoría es difícil de desarrollar analíticamente y se han usado métodos de análisis numérico, particularmente el método del elemento finito, para conocer la distribución del esfuerzo y de la deformación dentro de la capa plegada CHAPPLE (1968), DIETRICH & CARTER (1969). En pliegues naturales se han usado para esto métodos de "petrofabric". La teoría se refiere principalmente al caso del plegamiento de una capa viscosa ( $\mu_1$ ) embebida en una matriz menos viscosa ( $\mu_2$ ). Los resultados más relevantes en este caso son:

- La forma de la capa plegada varía y depende de la relación entre la longitud de onda real del pliegue y la longitud de onda dominante de BIOT (CHAPPLE 1968), lo cual depende a su vez de la relación longitud de onda inicial-espesor, de las propiedades reológicas de los materiales y del medio físico en el que se encuentran las rocas durante el plegamiento (RAMSAY 1967).

\* Conjunto de capas competentes de espesor  $t_1$  interestratificadas con otras menos competentes de espesor  $t_2$ .



- Los pliegues tienden a ser de clase 1B (pliegues paralelos), pudiendo aproximarse su forma a arcos circulares (pliegues concéntricos). No obstante, si el acortamiento homogéneo se hace cada vez más importante, el tipo de pliegue cambia. Si la relación longitud de onda-espesor es grande y se trata de "buckling" de una capa aislada, las desviaciones pueden hacerse muy grandes y la forma de las capas se aproxima a la de la "elástica" (pliegues ptygmáticos) (RAMSAY 1967).

- La forma final de la capa es relativamente insensible a las irregularidades de la forma inicial de la capa, siempre que estas sean pequeñas (CHAPPLE 1968).

- En la deformación adquiere particular importancia el acortamiento de la capa y la longitud de onda viene dada entonces por

$$W = 2\pi t \sqrt[3]{\frac{\mu_1}{\mu_2} \cdot \frac{1}{2} \cdot \frac{S+1}{S^2}}$$

donde t es el espesor de la capa y S es la relación entre las elongaciones cuadráticas principales  $\lambda_1^2/\lambda_2^2$  del acortamiento homogéneo (SHERWIN & CHAPPLE 1968).

- La distribución del esfuerzo en el interior y alrededores de la capa se hace complejo, ya que los esfuerzos giran y  $\sigma_1$  (compresivo) disminuye rápidamente. En el arco externo de la zona de charnela  $\sigma_1$  tiende a ser perpendicular a límite de la capa (hay tracción paralela a la capa), mientras que en el arco interno tiende a ser paralelo (hay compresión). A medida que la deformación aumenta, aumenta la zona de tracción.



Mecanismos de deformación durante la iniciación y amplificación de los pliegues:-

Se ha visto que mediante el proceso de "buckling" pueden originarse pliegues de tipo paralelo o concéntrico. Los mecanismos de deformación que se originan durante el desarrollo de estos pliegues han sido bien descritos por RAMSAY (1967) y son los siguientes:

- Cizalla paralela a los límites de capa. Es frecuente cuando existe una estratificación marcada que da lugar a planos de debilidad capaces de controlar la deformación durante el plegamiento aunque esto no es una condición necesaria. Se habla entonces de pliegues flexurales. Pueden ser:

- Flexural-flow folds, cuando el shear se distribuye homogéneamente a través de la capa.

- Flexural-slip folds, (DONATH 1962, 1963; DONATH & PARKER 1964) cuando el "slip" se concentra en los límites entre las capas y este "slip" es igual al producto del espesor de la capa por el angulo de buzamiento. Como resultado de este mecanismo se han citado diversas estructuras asociadas como zonas con fisuras de tensión escalonadas inclinadas hacia el plano axial, esquistosidad en abanico, estrías, pliegues parasitos etc. El acortamiento puede determinarse en este caso midiendo la longitud de una capa plegada.

- Deformación longitudinal tangencial (RAMSAY 1967). Frecuente en el "buckling" de capas aisladas. Las deformaciones principales se distribuyen perpendicularmente y paralelamente a los límites de las capas. En este caso, existe una superficie por encima de la cual el material se comprime (en sinformales) y por debajo de la cual el material se alarga (en



sinformales) (en el caso de antiformales ocurre lo contrario). Esta superficie que no se alarga ni se acorta es la superficie neutra. La extensión ( $e$ ) en puntos situados dentro de la capa es directamente proporcional a su distancia a la superficie neutra ( $y$ ) e inversamente proporcional al radio de curvatura en ese punto ( $\tau$ )  $e = y/\tau$ .

La máxima deformación ocurre por tanto en las charnelas y en los límites de capas. Como consecuencia del desarrollo del pliegue mediante este mecanismo aparecen problemas de compatibilidad para las deformaciones que pueden resolverse de varias maneras.

- Por flujo dúctil si las condiciones reológicas del material lo permiten.

- Por aumento de curvatura en los flancos tendiéndose al pliegue concéntrico.

- Por cambio de mecanismo de deformación a "flexural-slip".

- Por cambio de posición de la superficie neutra.

- Por desarrollo de estructuras debidas a extensión en el arco externo y a compresión en el interno.

El que se desarrolle un tipo u otro de estos mecanismos depende de la geometría de los materiales y de sus propiedades reológicas en un medio de deformación dado.

- Combinación de "flexural-slip" y deformación longitudinal tangencial (RAMSAY 1967). Es el caso más frecuente, pudiendo combinarse además otros mecanismos como por ejemplo deformación homogénea. Como consecuencia se obtienen distribuciones de la deformación más complejas.



Finalmente, hay que considerar el estado de deformación en el medio menos viscoso que rodea a las capas que sufren "buckling". Este estado depende de las propiedades reológicas del medio y de la proximidad de las capas que sufren buckling.

- Si el medio menos viscoso es muy grueso, este es afectado por el plegamiento hasta una distancia de aproximadamente una longitud de onda inicial medida a ambos lados perpendicularmente a la capa que sufre "buckling", esta zona se denomina zona de deformación por contacto y fuera de ella el material sufre acortamiento homogéneo. En el material incompetente se formarían en dicha zona pliegues de clase 1A cerca del arco externo de la capa competente mientras que cerca del arco interno serían de la clase 3.

- Si el medio competente es menos grueso, las longitudes de onda se interfieren y algunas capas pueden adquirir formas complejas; si la distancia entre capas competentes, no obstante, es suficientemente grande se originan pliegues disarmonicos.

- Si las capas competentes están muy poco separadas se pueden formar "saddle reefs".

- Otras estructuras posibles en el material incompetente son los despegues, pliegues menores y fallas en los flancos.

Formación de pliegues similares:-

Se encuentran generalmente en áreas metamórficas donde se supone que las rocas tuvieron un comportamiento dúctil durante la deformación (RAMSAY 1967). BIOT (1965) afirma que este tipo de plegamiento solo puede formarse con contrastes de viscosidad muy pequeños.



RAMSAY (1962, 1967) observó que la mayor parte de los pliegues observados en la naturaleza y que aparentemente corresponden al modelo similar no cumplen exactamente las condiciones geométricas requeridas por este tipo de pliegues. Observó que muchos de ellos muestran evidencias claras de un proceso de "buckling". Ya se vio, por otra parte, que a medida que progresa dicho proceso el acortamiento homogéneo se hace importante. Puede ocurrir que una vez finalizado el "buckling" la deformación prosiga por aplastamiento homogéneo; de esta forma pliegues que un principio podían ser paralelos se transformarían en pliegues de clase 1C. Estos pliegues se acercarían tanto más al modelo "similar" cuanto mayor fuese el aplastamiento (DE SITTER 1958; RAMSAY 1962/7). Este proceso explicaría además según RAMSAY la formación de pliegues aparentemente similares y que en realidad se trata de una alternancia de pliegues de clase 3 (capas incompetentes) y 1C (capas competentes) originados por aplastamiento de un "multilayer" previamente afectado por "buckling". Actualmente tiende a deshecharse el mecanismo de "slip" paralelo al plano axial. RAMSAY (1962, 1967) admite en algunos casos, no obstante, la posibilidad de que puedan formarse pliegues similares por deformación heterogénea concienciendo a deformación por cizalla diferencial de las capas con flujo a través de las capas.

Formación de chevron folds:-

Se ha visto como se puede pasar de pliegues sinusoidales a concéntricos y de estos a similares. No obstante, bajo ciertas condiciones la evolución puede ser distinta y conducir a la formación de "chevron folds". El fenómeno ha sido estudiado teórica y experimentalmente por diversos autores BIOT (1961), CHAPPLE (1968, 1969), JOHNSON (1970) y JOHNSON & HONEA (1975), los cuales coinciden en la afirmación de que los pliegues con charnela aguda y flancos rectos aparecen como manifestaciones de relaciones no lineales entre esfuerzo y deformación o entre esfuerzo y ve-



locidad de deformación. El proceso ha sido estudiado con cierto detalle por JOHNSON (1970) y en él se basará la siguiente explicación.

La formación de "chevron folds" puede ser debida a dos causas:

- A un comportamiento reológico particular de las capas plegadas.
- A la interacción entre capas plegadas adyacentes.

Utilizó como posibles materiales en los que se pueden formar "chevron folds" los correspondientes a los siguientes modelos reológicos:

- elástico-plástico
- viscoso-plástico
- pseudoplástico
- elásticos no lineales

#### Material elástico-plástico:-

Cuando una o varias capas de este material se someten a carga longitudinal, al principio doblan de forma suave, pero con el aumento de la amplitud doblarán de forma aguda. Esto se debe a que al principio el material se comporta elásticamente pero cuando se llega a una carga crítica aparece localmente flujo plástico. En unos materiales esto sucede con amplitudes pequeñas, mientras que en otros sucede cuando las amplitudes son grandes. Cuanto mayor sea el módulo de elasticidad, menor será la curvatura necesaria para el flujo plástico. En los primeros estadios



del desarrollo, las mayores deformaciones se concentrarán cerca de los límites de las capas y en la charnela del pliegue. A medida que progresa la deformación, el esfuerzo aumenta proporcionalmente hasta que en la charnela y en las zonas más distantes del plano neutro aparece un flujo plástico, con lo cual el sistema de esfuerzos deja de ser lineal en el interior de la capa. A medida que el "buckling" continúa, la zona plástica profundiza hasta llegar a la superficie neutra, con lo cual aparece una velocidad de deformación mucho mayor que en el resto del pliegue y aparece una charnela aguda. Por tanto, el material se hace inestable plásticamente cuando la amplitud alcanza un valor crítico. Cuando se alcanza el límite de elasticidad ya no se necesita aumento de carga para la deformación posterior, sino que por el contrario, en muchos materiales la carga debería descender con el aumento de la desviación, por lo que la inestabilidad se manifiesta como una cesión o colapso repentino de la capa.

Material viscoso-plástico:-

La diferencia principal entre el "buckling" de capas elástico-plásticas y de capas viscoso-plásticas, es que mientras en las primeras la deformación plástica aparece cuando la amplitud alcanza un valor crítico, en la segunda dicha deformación aparece cuando la velocidad de la desviación alcanza un valor crítico. En una capa viscoso-plástica si la carga es suficientemente pequeña, el material sufrirá flujo viscoso sin deformación plástica. El flujo plástico puede producirse después de una gran desviación. Dependiendo de la carga, la amplitud requerida para la desviación plástica puede variar en miembros viscoso-plásticos, mientras que en los elástico-plásticos hay una amplitud crítica. No obstante, las formas finales que se obtendrían serían las mismas.

Comportamiento pseudoplástico:-

En este modelo la velocidad de deformación por cizalla ( $\dot{\gamma}$ ) está relacionada con el esfuerzo de cizalla ( $\tau$ ) por  $\dot{\gamma} = (\tau/A)^n$  donde  $A$  y  $n$  son constantes. Se demuestra que cuanto mayor es  $n$ , la curvatura cambia más rápidamente con el aumento de las desviaciones; como la desviación máxima está en la charnela, en ella es donde la curvatura aumenta más rápidamente. Si el exponente  $n$  es grande, la forma del miembro se aproxima a la de una  $V$ . A medida que  $n$  disminuye, la forma se aproxima más a la sinusoidal de una capa viscosa. Por tanto, las formas de capas viscosas o visco-plásticas plegadas son casos extremos de la gama de formas descritas por el modelo pseudo-plástico.

Modelos elásticos no lineales:-

En ellos la deformación  $\epsilon$  y el esfuerzo de fibra  $\sigma$  están relacionados por  $\epsilon = (\sigma/D)^n$ . En este caso las formas que se producen son independientes del tiempo. A medida que el exponente y las desviaciones aumentan, las curvas se hacen más agudas. Las formas que adquieren capas elásticas lineales y elástico-plásticas plegadas son casos extremos del espectro continuo de formas descritas por capas elásticas no lineales.

JOHNSON & HONEA (1975) han explicado teóricamente y mediante experimentos la transición de pliegues concéntricos a "chevron folds". Según estos autores, los "chevron folds" se desarrollarían primeramente en los núcleos de los pliegues concéntricos y luego se propagarían hacia capas más externas.



### 5.2 - Coexistencia y formación de los pliegues similares y "chevron folds"

En general, la teoría de plegamiento parte de situaciones idealizadas y por tanto relativamente sencillas en comparación de los casos reales de pliegues formados en la naturaleza. La experimentación permite cubrir situaciones más complejas que la teoría; sin embargo, apenas se ha experimentado con "multilayers" complejos en los que se varíen tanto las propiedades reológicas como los espesores de las capas.

Los materiales constituyentes del sector de la costa estudiado forman un "multilayer" muy complejo, al que pueden atribuirse las siguientes propiedades iniciales:

- Existencia de al menos dos tipos litológicos distintos y con propiedades reológicas muy diferentes.
- Existencia de una marcada anisotropía constituida por la estratificación.
- Gran variación de espesores, tanto de las capas competentes como incompetentes.
- Existencia de irregularidades de forma, tamaño y distribución variables. Entre estas irregularidades hemos podido observar frecuentemente engrosamientos y adelgazamientos de las capas de origen sedimentario.

A pesar de esta complejidad, la teoría y experimentación puede extenderse a los casos naturales mediante contrastación de los resultados teóricos y experimentales con los datos obtenidos en el campo. No obstante, hay que tener en cuenta que se trata solamente de aproximaciones razonables.



En las condiciones iniciales descritas, cuando el conjunto fue sometido a un sistema de esfuerzos, debió llegar un momento en que se hizo inestable y sufrió "buckling". Este daría resultados diferentes en las diversas capas dependiendo de sus propiedades reológicas y de su geometría, aunque manteniéndose la condición límite de que el acortamiento total fue el mismo para las distintas capas del "multilayer", aunque dicho acortamiento pueda haberse distribuido irregularmente a lo largo de dicho "multilayer".

Dependiendo además de la interrelación entre las capas competentes, la forma de las ondas producidas debió de ser distinta. Así, debieron darse los siguientes casos:

- Capas competentes muy próximas entre sí. En este caso se pliegan con una misma longitud de onda.

- Capas competentes algo separadas ( $0'5$  longitudes de onda de la capa competente más gruesa aproximadamente). La longitud de onda de las capas competentes más delgadas está influenciada por la de la más gruesa y adquiere forma compleja.

- Capas competentes muy separadas. En este caso sufren "buckling" independientemente.

Además, dependiendo de sus propiedades reológicas y de su espesor las capas sufrirían diferente acortamiento paralelo a ellas antes y durante el "buckling". En la iniciación de los pliegues debieron jugar un gran papel también las irregularidades iniciales.

A medida que los pliegues aumentaron su amplitud los problemas



de compatibilidad para las deformaciones iban aumentando, lo cual debió inducir a cambios en los mecanismos de deformación y/o a estructuras de acomodación.

El resultado de esto fue un conjunto de pliegues con una cierta gama de amplitudes, longitudes de onda y, en consecuencia, de formas de las capas plegadas, existiendo incluso, sin duda alguna, diferencias de forma en capas situadas a lo largo de una misma superficie axial.

Los pliegues formados de esta manera debieron evolucionar para producir bien sea "chevron folds" o bien pliegues similares. Hasta este momento, la elección entre un modelo elástico o viscoso lineales no tenía gran relevancia a causa de que los resultados teóricos que se obtienen para "buckling" de ambos materiales son muy similares. De acuerdo con la mayor parte de los autores, la existencia de "chevron folds" implica materiales diferentes de los elásticos o viscosos lineales. Ya se ha visto, por otra parte, como JOHNSON (1970) explicó formas "chevron" en función de modelos elástico-plásticos, viscoso-plásticos, pseudoplásticos y elásticos no lineales. En este caso, la elección entre un modelo que tenga un campo elástico o uno que lo tenga viscoso tiene alguna importancia. En general, se admite que en las condiciones de deformación las rocas tiendan a comportarse como materiales viscosos de gran viscosidad. En la zona estudiada se han observado las siguientes características que pueden ser relevantes a este respecto:

- Por una parte, no se han observado diferencias entre las alternancias litológicas en las que se desarrollan los "chevron folds" y las alternancias en las que se desarrollan los pliegues similares.

- No se observan diferencias de amplitud entre los "chevron folds" y los pliegues similares (fig. 4).



Si se tratase de un modelo elástico-plástico, debiera existir un umbral para la amplitud de los pliegues, por encima del cual se pasaría de pliegues redondeados a "chevron folds"; este umbral no ha sido observado. Parece más probable que se trate de un modelo viscoso-plástico o pseudoviscoso. En este caso, la velocidad de deformación sería diferente en distintas partes del "multilayer". En los lugares donde la velocidad de deformación es pequeña el pliegue puede seguir manteniendo su forma con charnela redondeada. Si, por el contrario, se supera el umbral de velocidad de deformación necesario para la deformación plástica, esta comenzará a producirse y se formará un "chevron fold". El problema pues de coexistencia entre pliegues de charnela redondeada y "chevron folds" se reduce a un problema de velocidad de deformación diferencial en un "multilayer" complejo. El hecho de que existan algunos casos de pliegues con charnelas agudas y flancos curvados (Fot. 9) parece corroborar la existencia de una transición de pliegues redondeados a "chevron folds".

Además de las propiedades de las rocas, la interrelación entre capas competentes adyacentes ha debido jugar un papel importante determinando en muchos casos la posición de los "chevron folds". Así, se observan en algunos casos pliegues angulosos en los núcleos de pliegues de charnela redondeada, lo cual parece estar de acuerdo con las predicciones de JOHNSON & HONEA (1975). Un ejemplo puede verse en la fot. 6 donde aparecen dos anticlinales angulosos separados por un sinclinal de charnela redondeada, a causa de que las capas competentes del núcleo de los anticlinales aparecen como capas más periféricas en el sinclinal. Así mismo, en las fot. 5 y 13 puede observarse como las capas se van haciendo angulosas a medida que se progresó hacia el núcleo del pliegue. Estos hechos ocurren preferentemente en casos en los que las capas competentes se encuentran muy próximas entre sí. No obstante, hay que destacar que existen también casos en los que aparecen capas plegadas de forma



angulosa en zonas de pliegues más externas que las que corresponden a otras capas con charnela redondeada (Fot. 8), si bien se trata de casos más raros.

Mediante "buckling" de materiales viscoso-plásticos o pseudoplásticos se puede explicar la existencia de pliegues concéntricos o de "chevron folds"; sin embargo, para explicar la existencia de pliegues próximos a similares se necesita admitir una deformación superpuesta.

A medida que el "buckling" progresá aparecen problemas de compatibilidad para las deformaciones, con lo cual este proceso va perdiendo importancia a medida que la va ganando el acortamiento homogéneo que tenderá a dar pliegues similares. Asimismo, se sabe que a medida que disminuye el ángulo entre flancos en un "chevron fold" su facilidad de desarrollo cambia, llegando un momento en que deja de desarrollarse por ser muy difícil de ajustar los grandes "slips" entre capas que se producen (DE SITTER 1958; RAMSAY 1967, 1974); por ello, es posible que también los "chevron folds" acomoden posteriores deformaciones internas mediante un proceso de aplastamiento. Existen diversas evidencias de la existencia de este proceso de aplastamiento, como son:

- Las curvas  $t\alpha'$  ( $\alpha$ ) de los pliegues se ajustan bastante bien a las propuestas por RAMSAY (1962, 1967) para pliegues paralelos aplastados o a las de HUDDLESTON (1973) para "buckling" y aplastamiento simultáneos, ajustándose mejor a estas últimas, las cuales están también más de acuerdo con algunos modelos analógicos de plegamiento (HUDDLESTON 1973). Existen algunos casos aislados de pliegues de clase 3 (fig. 10), los cuales se deberían a la existencia de una cizalla diferencial inducida por flujo heterogéneo. Tal como indican las curvas  $t\alpha'$  ( $\alpha$ ) el aplastamiento ha debido de ser grande.



- Los "chevron folds" existentes poseen ángulos entre flancos muy pequeños para haber sido obtenidos exclusivamente por "slip" entre capas. El ángulo entre flancos medio es en estos "chevron folds" de 44°, siendo frecuentes valores entre 30 y 40°.

- Existencia de un "slaty cleavage" bien definido y generalmente paralelo a las superficies axiales de los pliegues.

- Existencia de "boudinage" en las capas competentes de los flancos de algunos pliegues (fot. 14) indicando una extensión subperpendicular al eje del pliegue y estando casi contenida en el plano axial. De ello, y teniendo en cuenta además la forma de los pliegues, se deduce que los ejes principales de este aplastamiento debieron de coincidir prácticamente con los ejes de simetría de los pliegues.

Finalmente, si el proceso de aplastamiento es muy intenso, pueden producirse fenómenos de convergencia de formas entre "chevron folds" y pliegues similares (Fot. 15).

## 6. - LA ESQUISTOSIDAD

Como es bien conocido, los pliegues de 1<sup>a</sup> fase llevan asociada generalmente una esquistosidad de flujo, particularmente visible a escala macroscópica en los materiales pelíticos. Esta esquistosidad es de plano axial, salvo desviaciones locales a causa de su refracción al atravesar materiales de diferente competencia. Localmente se ha observado en pliegues donde predominan materiales competentes que esta esquistosidad se convierte en una esquistosidad de fractura en abanico convergente. Entre los procesos que han dado lugar a esta esquistosidad de flujo son particularmente visibles, tanto a escala macroscópica como microscópica, los de disolución por presión, que se manifiesta por la destrucción de laminaciones arenosas a causa de la removilización del cuarzo, transposición de la es-



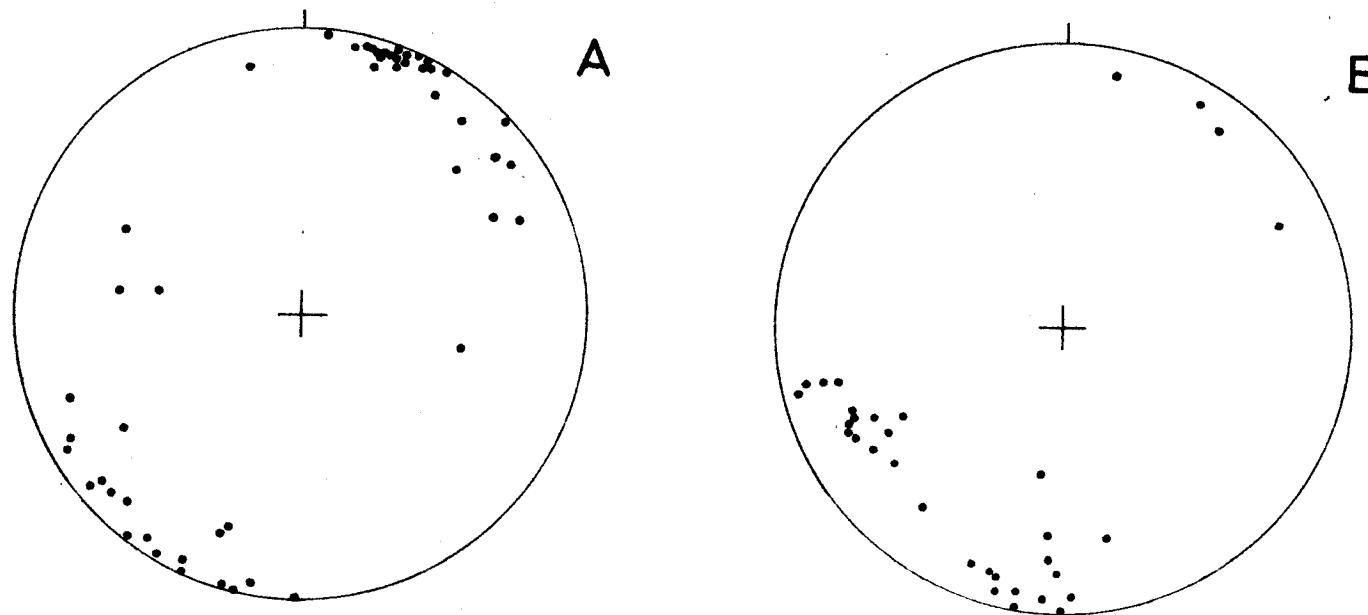
tratificación, acumulación de minerales fémicos a lo largo de los planos de esquistosidad, etc. En los contactos entre capas competentes e incompetentes y tanto a escala microscópica se observan estructuras análogas a "mullions" (ripples tectónicos) (fot. 16) que definen una lineación paralela a la de intersección de la estratificación con la esquistosidad.

## 7. - LAS DEFORMACIONES POSTERIORES

Como se ha dicho, las estructuras existentes en la zona estudiada son principalmente el resultado de la 1<sup>a</sup> fase de deformación herciniana. No obstante, pueden observarse localmente manifestaciones de deformaciones posteriores. Así se observa frecuentemente esquistosidad de crenulación, generalmente poco inclinada y definida por kink bands normales; esta esquistosidad puede atribuirse a la tercera deformación.

Otras estructuras póstumas son los pliegues radiales, los cuales, aunque no son visibles a escala de afloramiento, son las responsables de los cabeceos de los pliegues de la 1<sup>a</sup> fase, siendo su dirección la NW-SE; a juzgar por las inclinaciones de los ejes de los pliegues de la 1<sup>a</sup> fase de deformación se trata de estructuras muy laxas.

Finalmente, cabe destacar la presencia de numerosas fracturas, principalmente diaclasas. Entre estas se pueden distinguir dos grupos de diaclasas sistemáticas (fig. 15) formando entre sí un ángulo pequeño. Uno principal, de dirección NNE-SSW y otro secundario, de dirección ESE-WNW. Se trata de diaclasas subverticales transversales a los pliegues. Asimismo existen numerosas venas rellenas por cuarzo y clorita.



**FIGURA 15** .- Estereogramas que muestran la posición de las diaclasas. A: en el conjunto del área estudiada. B: en el término de Entreplayas (Tapia de Casariego).



8. - BIBLIOGRAFIA

- BIOT, M.A. (1961) - Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 72, pp. 1595-1620.
- (1964) - Theory of viscous buckling of a confines multilayered structure. Geol. Soc. Am. Bull. vol. 75, pp. 563-568.
- (1965) - Mechanics of incremental deformations. Wiley, New York, 504 pp.
- COBBOLD, P.R. (1975) - Fold propagation in single embedded layers. Tectonophysics, vol. 27, pp 333-351.
- CURRIE, J.B.; PATNODE, A.W. & TRUMP, R.P. (1962) - Development of folds in sedimentary strata. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 73, pp. 461-472.
- CHAPPLE, W.M. (1968) - A mathematical theory of finite-amplitude rock folding. Geol. Soc. Am. Bull., vol 79, pp 47-68.
- (1969) - Fold shape and rheology: the folding of an isolated viscous-plastic layer. Tectonophysics, vol. 7, n° 2, pp 97-116
- DIETERICH, J. H. & CARTER, N.L. (1969) - Stress-history of folding. Am. J. Sci., vol. 267, pp 155-165.
- DONATH, F.A. (1962) - Role of layering in geologic deformation. Trans. N.Y. Acad. Sci., ser. 2, vol. 24, pp. 236-249.
- (1963) - Fundamental problems in dynamic structural geology. In: T.W. DONNELLY (Ed). The earth sciences. Univ. Chicago Press, Chicago, pp 83-103.
- & PARKER, R.B. (1964) - Folds and folding. Geol. Soc. Am. Bull. vol. 75 pp. 45-62.



FLEUTY, M.J. (1964) - The description of folds. Proc. Geol. Assoc. England vol 75, pp 45-62.

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

---- & STEPHANSON, O. (1973) - Layer shortening and fold-shape development in the buckling of single layers. Tectonophysics, vol 4, pp 299-321.

JOHNSON, A.M. (1970) - Physical processes in geology. Freeman-Cooper, San Francisco, California, 577 pp.

---- & 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, vol 27, pp 1-38.

MARCOS, A. (1973) - Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercíniana del occidente de Asturias (NW de España). Trabajos de Geol. n° 6, Fac. de Ciencias, Oviedo.

MATTE, Ph. (1964) - Remarques préliminaires sur l'allure de plis hercyniens en Galice orientale. C.R.acad. Sci. Paris, vol. 259. pp 1981-1984.

---- (1968) - La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne) Geol. Alpine vol. 44, pp 1-127, Grenoble.

PATERSON, M.S. & WEISS, L.E. (1966) - Experimental deformation and folding in phyllite. Geol. Soc. Am. Bull. vol. 77, pp 343-374.

PRICE, N.J. (1967) - The initiation and development of asymmetric buckle-folds in non-metamorphosed competent sediments. Tectonophysics vol 4 pp 173-201



PEREZ-ESTAUN, A. (1975) - Estratigrafía y estructura de la rama S de la zona asturoccidental-leonesa. Tesis, Universidad de Oviedo.

RAMBERG, H. (1959) - Evolution of ptymatic folding. Nor. Geol. Tidsskr., vol. 39, pp 99-151.

---- (1960) - Relationships between lengths of arc and thickness of ptymatically folded veins. Am. J. Sci., vol. 258, pp 36-46.

---- (1961) - Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression. Geol. Rundsch., vol 51, pp 405-439.

---- (1963) - Strain distribution and geometry of folds. Bull. Geol. Inst. Univ. Upps., vol 42, pp 1-20.

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

---- (1967) - Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York, 568 pp.

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

SITTER, L.U. de (1958) - Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. Geol. Mijnbouw, vol 20, pp 272-286.

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

WALTER, R. (1966) - Resultado de investigaciones geológicas en el noroeste de la provincia de Lugo. (NO de España). Not. Com. Inst. Geol. Min. España, vol. 89, pp 7-16.



**IMINSA**

-26010

ANEXO I. - PLANO GEOLOGICO DE LA COSTA CANTABRICA ENTRE  
LA PLAYA DE PENARRONDA Y VIAVELEZ





**IMINSA**

**-20010**

**ANEXO II. - FOTOGRAFIAS**



IMINSA

-20010

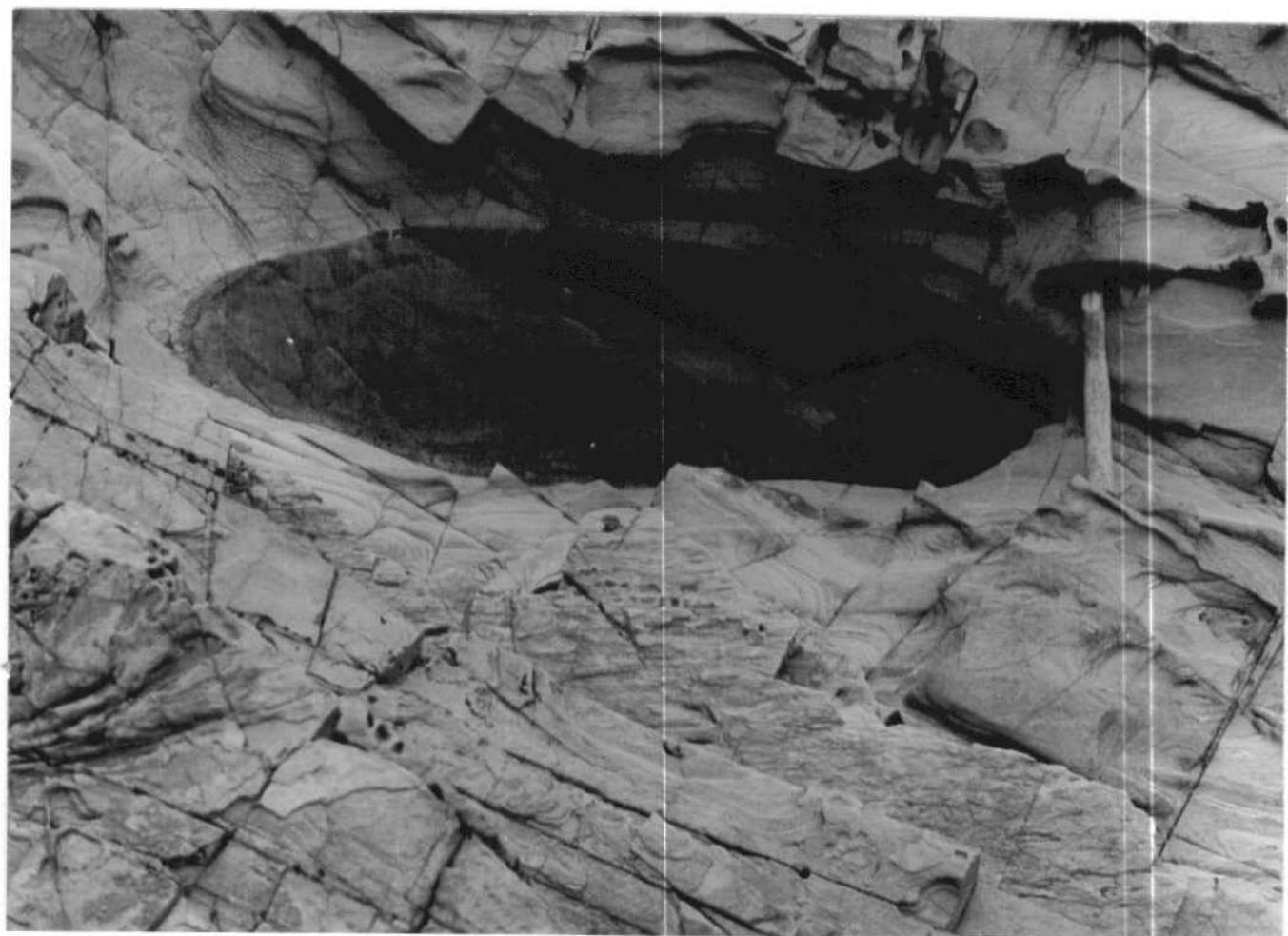
FOT. 1. - Manchas de reducción indicadoras de la deformación interna sufrida por la roca. Urbanización Entreplayas (Tapia de Casariego). (CA2-01p)





IMI-UNESA

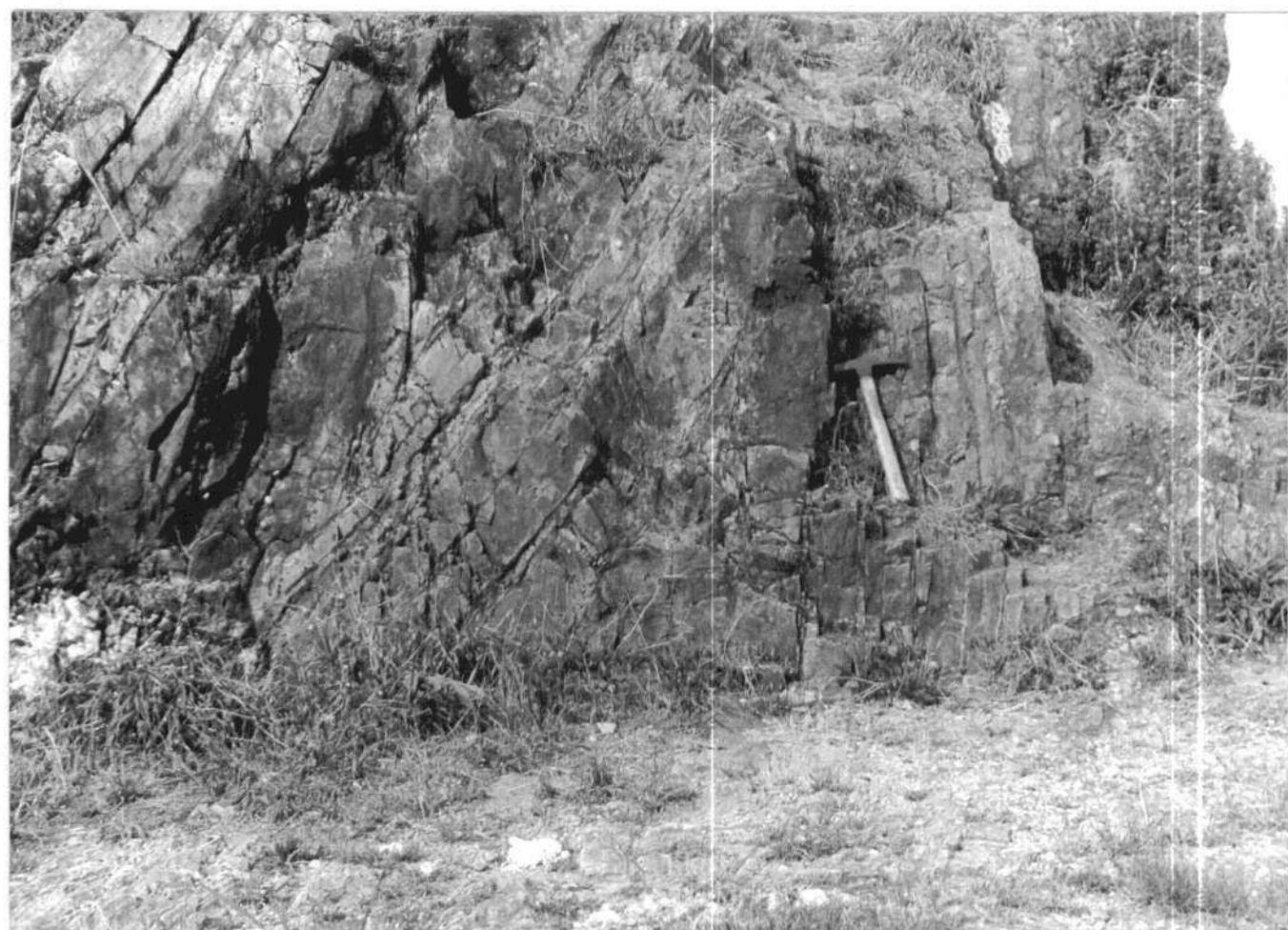
FOT. 2 - Manchas de reducción indicadores de la deformación interna sufrida por la roca. Urbanización Entreplayas (Tapia de Casariego).





**IMINSA**

FOT. 3. - "Chevron folds" desarrollados en una secuencia predominantemente arenosa. En las zonas de charnela existen huecos llenos por material incompetente. Tapia de Casariego.





**IMINSA**

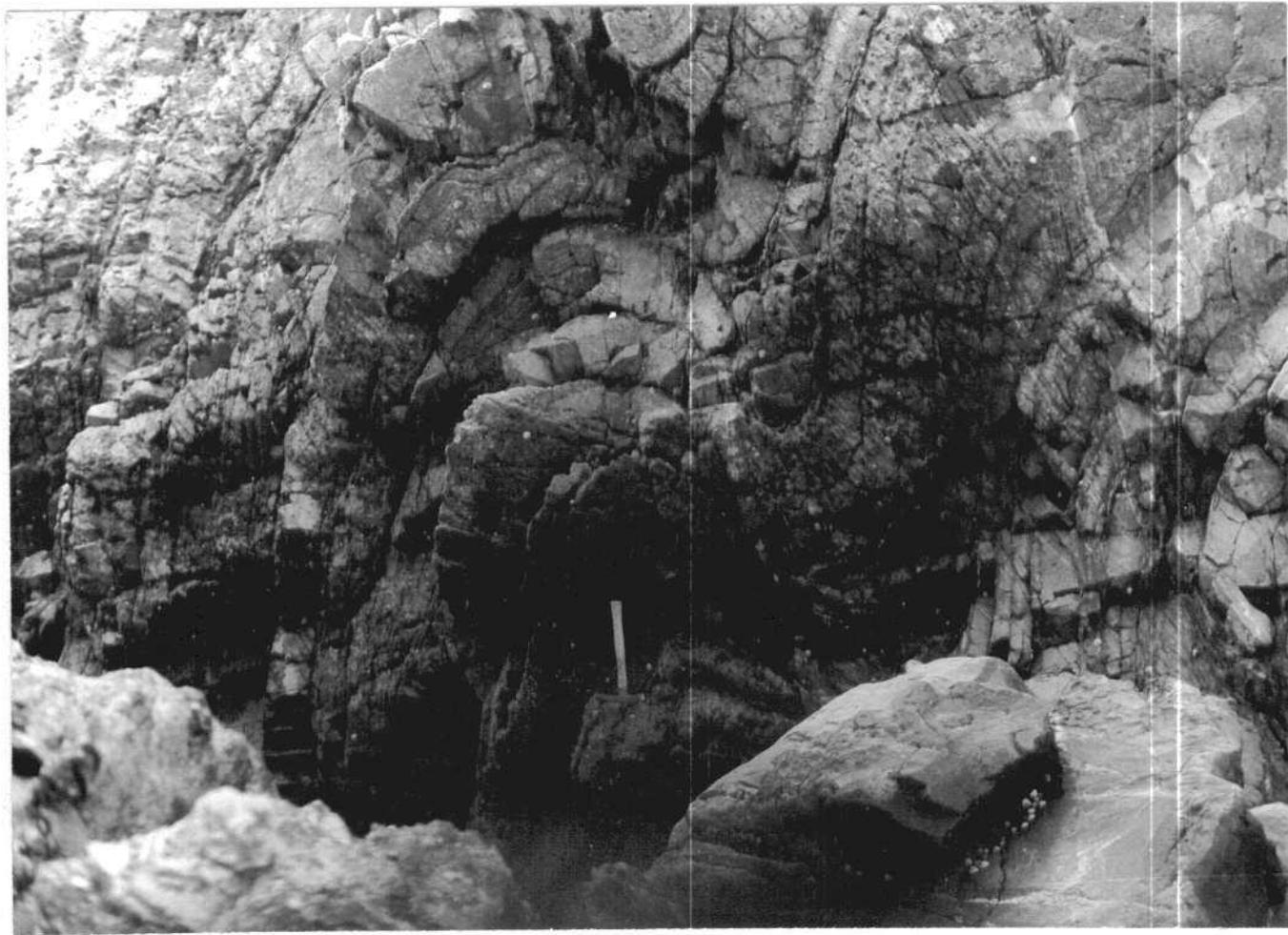
FOT. 4. - "Chevron folds" desarrollados en una secuencia predominantemente arenosa. En las zonas de charnela existen huecos llenos por material incompetente. Tapia de Casariego. (CA2-O1p)





**IMINSA**

FOT. 5. - Pliegues cuyas charnelas se van agudizando hacia el núcleo del pliegue. En ellos aparece una esquistosidad de fractura en abanico convergente. La secuencia en que se desarrollan los pliegues es netamente arenosa. NE de Tapia de Casariego. (CA2-01p)





**IMINSA**

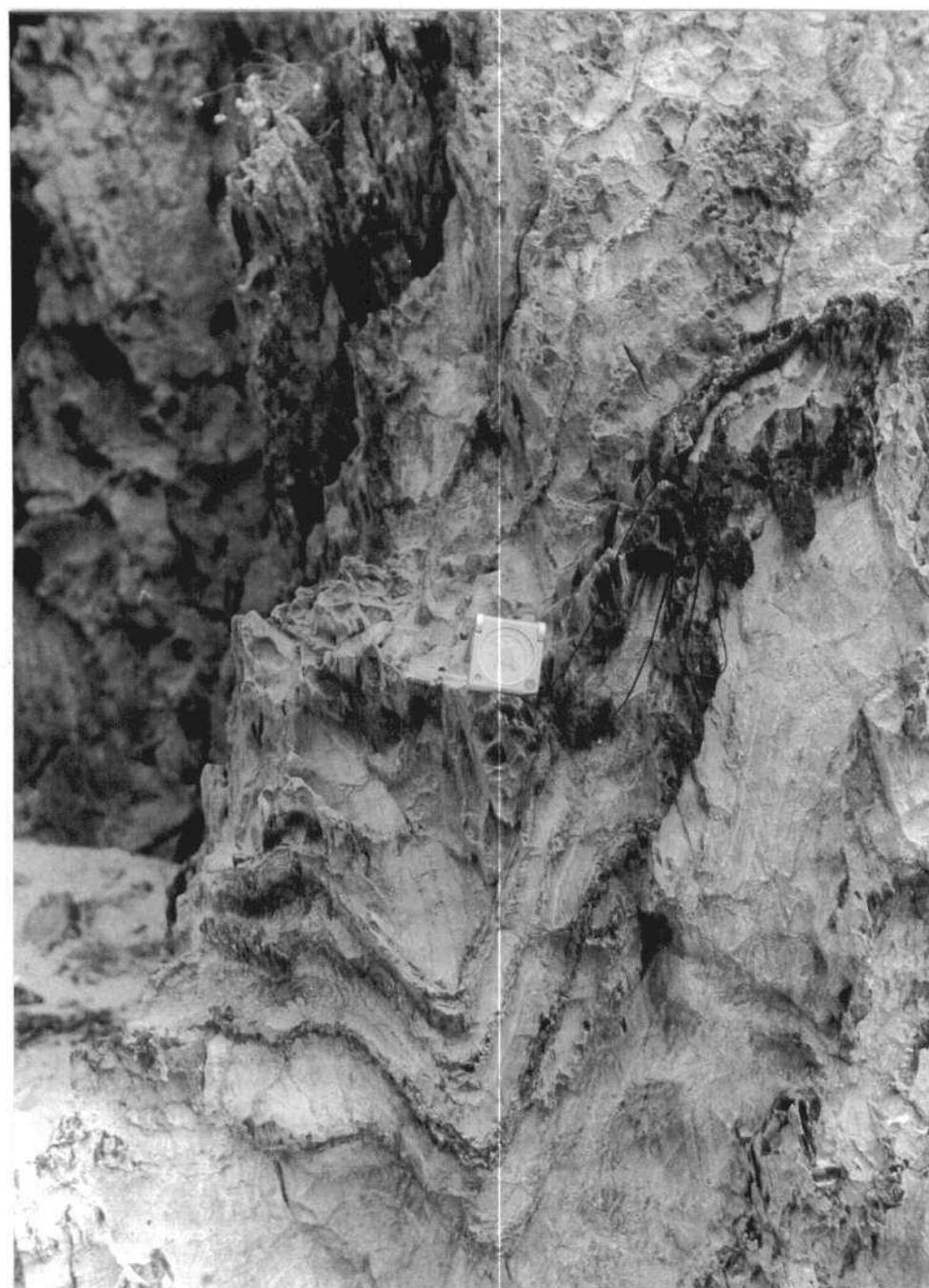
FOT. 6. - Pliegues desarrollados en la Urbanización Entreplayas (Tapia de Casariego). Se observan dos anticlinales agudos separados por un sinclinal con la charnela más redondeada. (CA<sub>2</sub>-O<sub>1p</sub>)





**IMINSA**

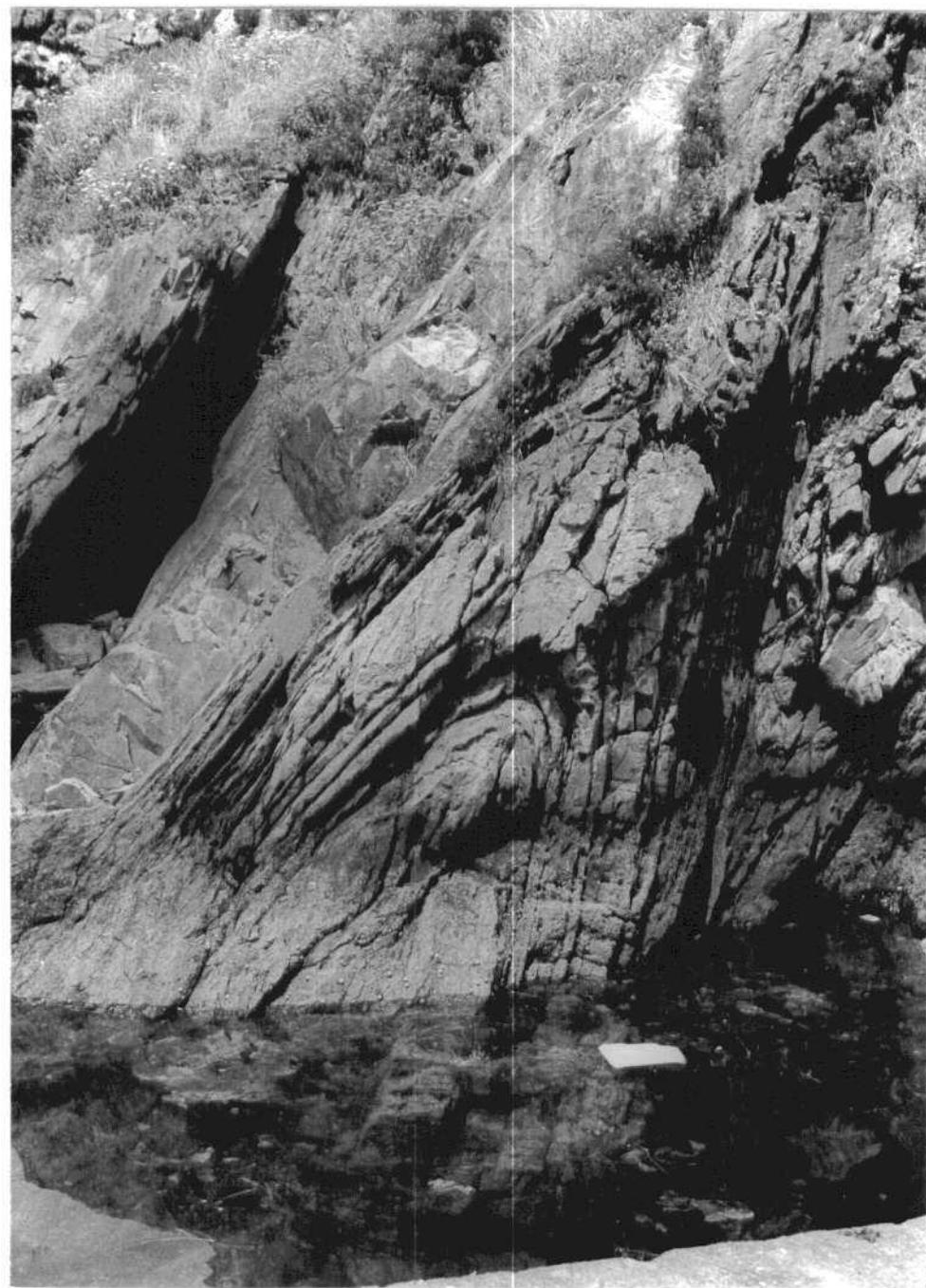
FOT. 7. - "Chevron fold" desarrollado en una secuencia en la que predominan los materiales pelíticos. Playa de la Paloma.





**IMINSA**

FOT. 8. - Pliegue aproximadamente similar en el que las charnelas tienden a ser redondeadas y los flancos rectilíneos. No obstante, a medida que las capas de alejan del núcleo del pliegue, las charnelas se agudizan. Puerto de Tapia de Casariego. (CA<sub>2</sub>-01p)





**IMINSA**

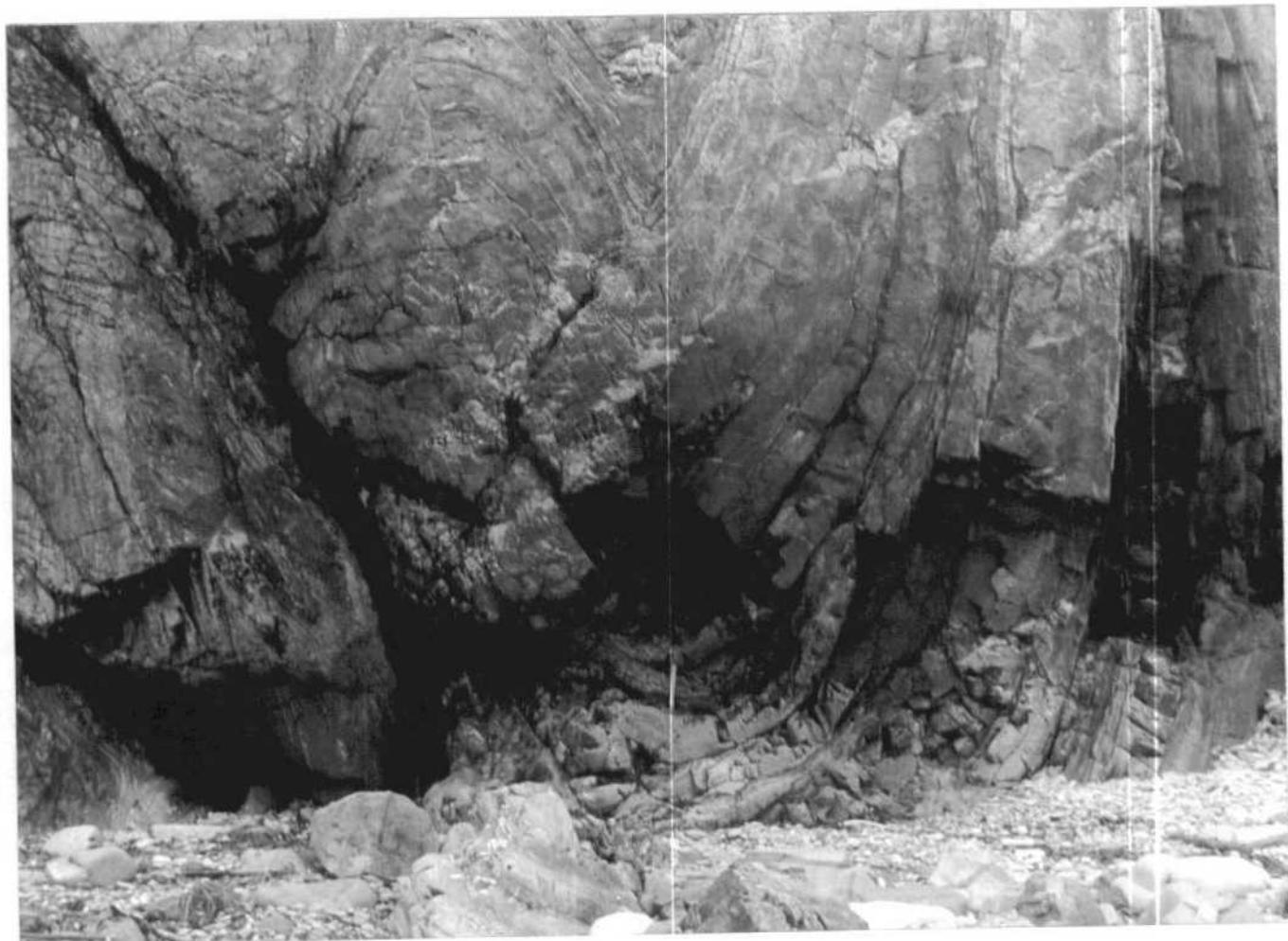
FOT. 9. - Pliegue con la charnela aguda y con los flancos suavemente redondeados. Urbanización Entreplayas (Tapia de Casariego). (CA<sub>2</sub>-O<sub>1</sub>p)





**IMINSA**

FOT. 10. - Pliegues fuertemente afectados por fallas de flanco.  
Hacia el núcleo los pliegues se hacen angulosos. NE  
de Tapia de Casariego. (CA<sub>2</sub>-01)





IMINSA

FOT. 11. - Pliegue isoclinal en el que se desarrollan dos zonas de charnela. El arco interno de la capa competente se irregular y en el material incompetente del núcleo se desarrolla una fuerte esquistosidad de flujo. Playa de la Paloma. (CA<sub>2</sub>-O<sub>1</sub>p)

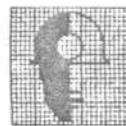




IMINSA

FOT. 12. - Detalle de la zona de charnela del pliegue de la fot. 9.  
En el arco interno se observan notables irregularidades  
de la forma de la superficie plegada. (CA<sub>2</sub>-0<sub>1</sub>p)





IMINSA

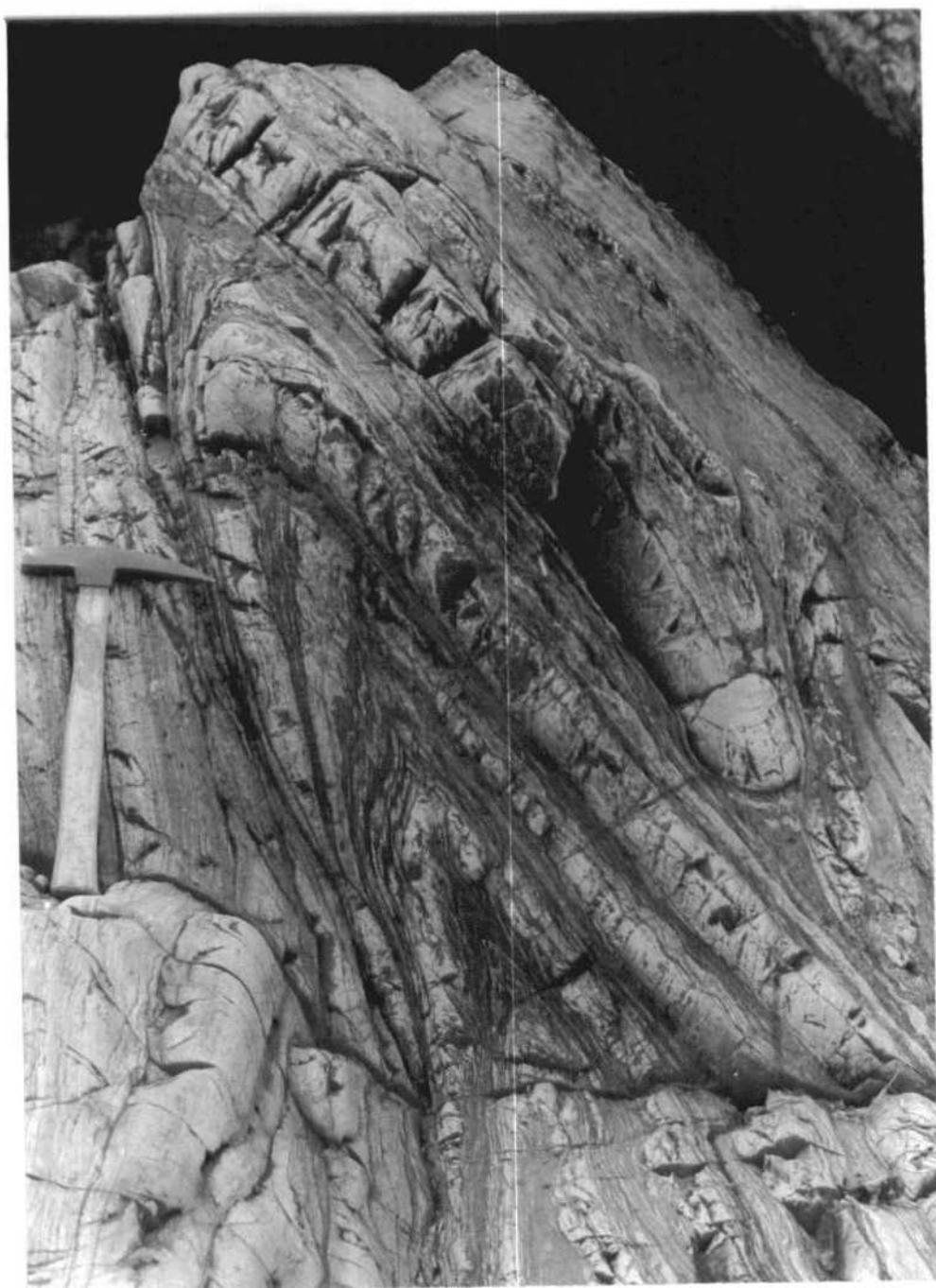
FOT. 13. - Pliegue situado al NE de Tapia de Casariego y en el cual la charnela se va haciendo angulosa a medida que se progres a hacia el ncleo del pliegue. (CA<sub>2</sub>-O<sub>1p</sub>)





**IMINSA**

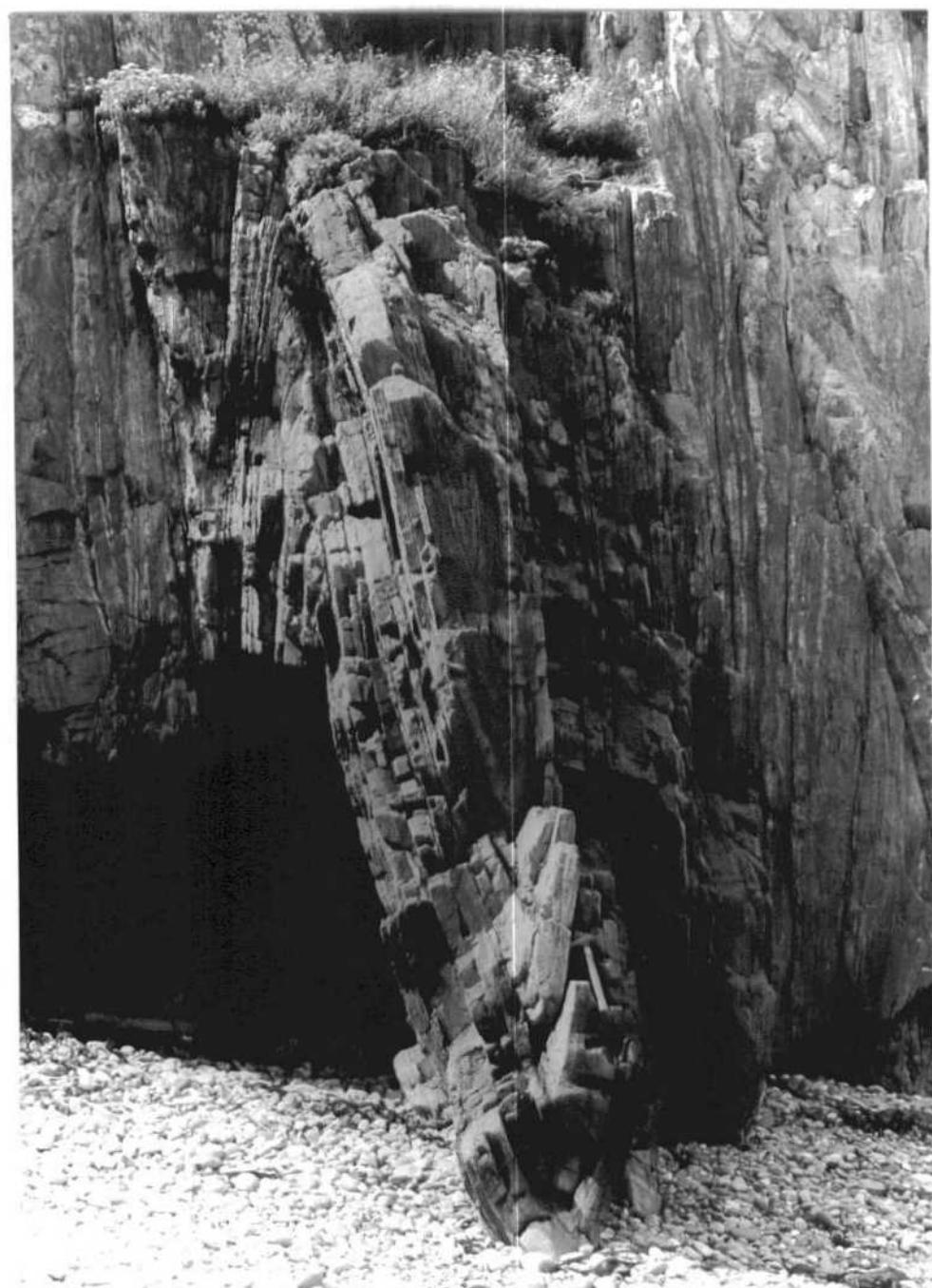
FOT. 14. - Anticlinal tipo "chevron" en el que las capas competentes se encuentran afectadas en los flancos por un proceso de "boudinage". NE de Tapia de Casariego. (CA<sub>2</sub>-O<sub>1</sub>p)





**IMINSA**

FOT. 15. - Pliegues fuertemente apretados con charnelas agudas y flancos suavemente curvados. NE de Tapia de Casariego.  
(CA<sub>2</sub>-O<sub>1</sub>p)





IMINSA

- 20010

FOT. 16. - "Ripple marks" de origen tectónico que definen una lineación paralela a la lineación de intersección de la estratificación con la esquistosidad de flujo. Urbanización Entreplayas (Tapia de Casariego). (CA2-O1p)

