

Las deformaciones tardi-hercínicas en el litoral septentrional de la península del cabo de Creus (prov. de Gerona, España): la génesis de las bandas miloníticas

por J. CARRERAS *

RESUMEN

Las bandas miloníticas del litoral septentrional de la península del cabo de Creus forman parte de un sistema de cizallamientos profundos que afectan localmente a las rocas más cristalinas del hercínico de la zona axial del Pirineo Oriental, y a los que se atribuye una edad tardi-hercínica. Tras examinar brevemente el contexto regional en el cual se desarrollan las milonitas del litoral N, se presenta un modelo en el cual la génesis de los cizallamientos es compatible con la deformación asociada a la fase tardía de plegamiento. En este modelo de cizallamientos aparecen ligados a la deformación de las rocas de la mesozona interna al no poder asumir éstas una deformación por plegamiento ni por aplastamiento homogéneo en un estadio ya avanzado de la génesis de un sinforme regional.

SUMMARY

The mylonitic belts in the northern coast of the cabo de Creus peninsula belong to a framework of deep-seated shear zones which rework the crystalline rocks in the axial zone of the eastern Pyrenees. A late hercynian age is assumed for them. Following a brief examination of the regional geological setting, a model is presented and discussed by means of which it can be shown that the shear zones are compatible with the late folding phase: the shear zones being related to the deformation of the most crystalline rocks just as they could neither assume folding nor homogeneous flattening during an advanced stage in the development of a synform.

1. INTRODUCCIÓN

En la península del cabo de Creus, afloran dos grandes unidades litológicas bien delimitadas (fig. 1 A). 1) Una serie pelítica de edad probable cambro-ordovicica, afectada por un metamorfismo regional progresivo hercínico y 2) dos macizos gnéisicos alineados NE-SW, constituidos fundamentalmente por ortogneis epi-mesozonales y granitos. Estos macizos han

sido denominados Gneises de Roda (al NE) y Gneises de Rosas (al SW) (CARRERAS, 1973-1974).

Los rasgos estructurales generales están definidos por la presencia de una esquistosidad (S_1), penetrante en toda la serie metamórfica cambro-ordovicica, la cual ha sido deformada posteriormente dando lugar a pliegues de la superficie S_1 en todos los dominios. Los ejes de estos pliegues denominados de fase 2¹ presentan un rumbo que oscila entre N 120°-160° E, cuando son subhorizontales. La superposición de los pliegues de la fase 2 con pliegues anteriores a gran escala atribuidos a la fase intermedia, da lugar a la dispersión local de los ejes N 120°-160°, hasta medirse ejes inclinados a más de 45° y cuyo rumbo es N 40°-70° E. La fase 2 y el efecto de su interferencia con la fase intermedia condicionan la magaestructura de la mitad septentrional de la península del cabo de Creus y son en parte la causa de la aparición de materiales progresivamente más metamórficos hacia el N y el NE. De este modo en el litoral septentrional afloran esquistos mesozonales con evidentes influencias de la proximidad de la zona de anatexia (fig. 1 A). En este sector, de mayor grado metamórfico, aparecen numerosas bandas de rocas miloníticas ligadas a zonas de cizalla de rumbo WNW-ESE a NW-SE y que han sido descritas anteriormente por CARRERAS (1973-1974), CARRERAS y SANTANACH (1973) y ORTA (1973). Estas bandas de milonitas adquieren su máximo desarrollo en el litoral N y especialmente en las proximidades del Cap Gros y Punta dels Farallons que constituyen las máximas prominencias al N en este litoral. En estas zonas las bandas miloníticas llegan a ser penetrantes a escala macroscópica de modo que la foliación milonítica se convierte en el carácter estructural dominante y en ocasiones el único elemento estructu-

(1) A pesar de esta denominación, la fase 2 no constituye en realidad la segunda fase de deformación, ya que de la dispersión de los ejes de sus pliegues se ha deducido la existencia como mínimo de una deformación cronológicamente intermedia que separa los dos episodios de deformación fundamentales (CARRERAS, 1973-1974).

* Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad de Barcelona.

ral visible en la roca. Esta penetrabilidad disminuye hacia el SW (fig. 1 B) al mismo tiempo que desciende el grado metamórfico de la roca en la cual se ubican las zonas de cizalla. Bandas miloníticas similares no

aparecen de nuevo con un claro desarrollo hasta el límite SW del área en donde afloran los granitos y gneises de Roda y Rosas afectados localmente por zonas de cizalla (fig. 1 A).

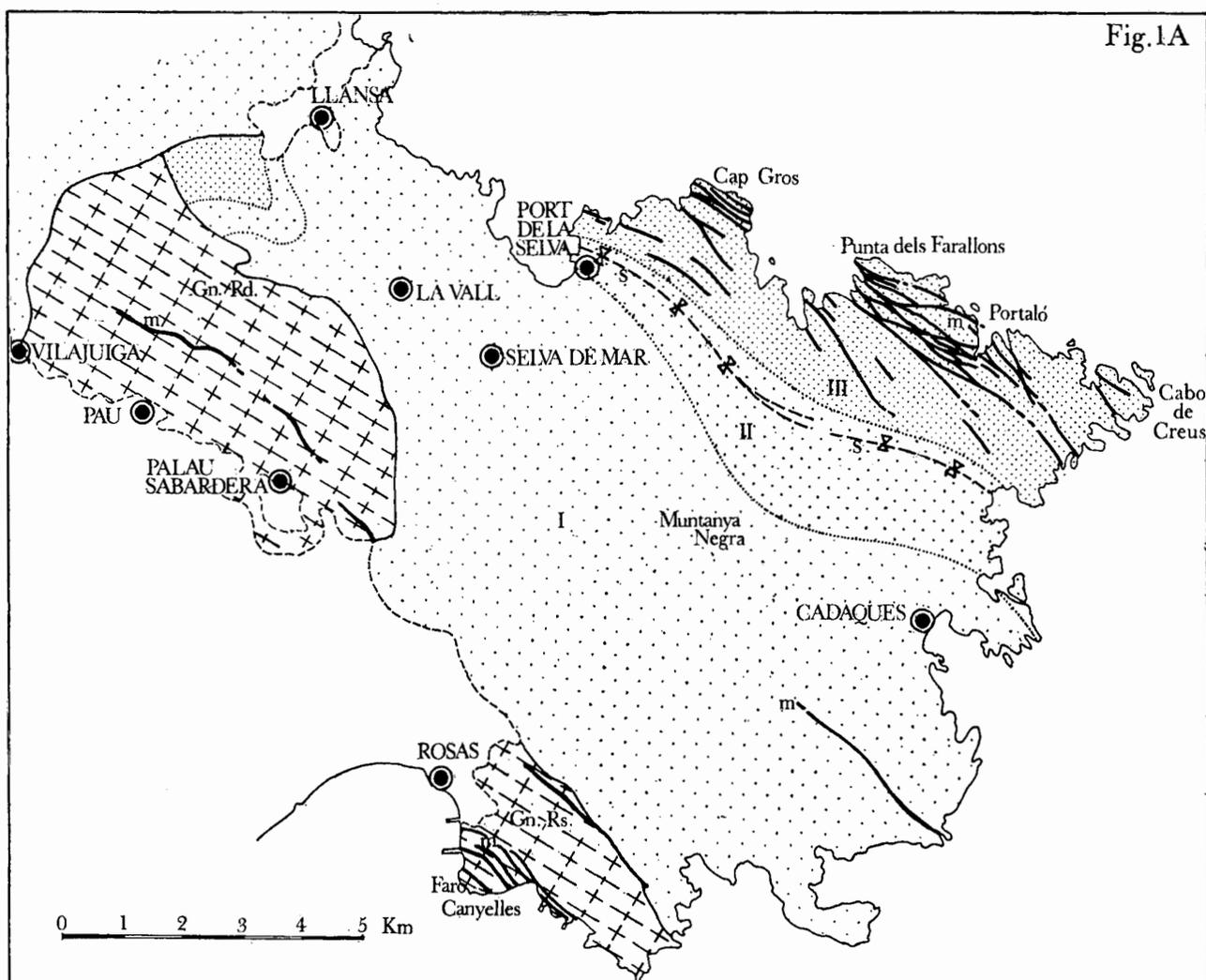


Fig. 1A

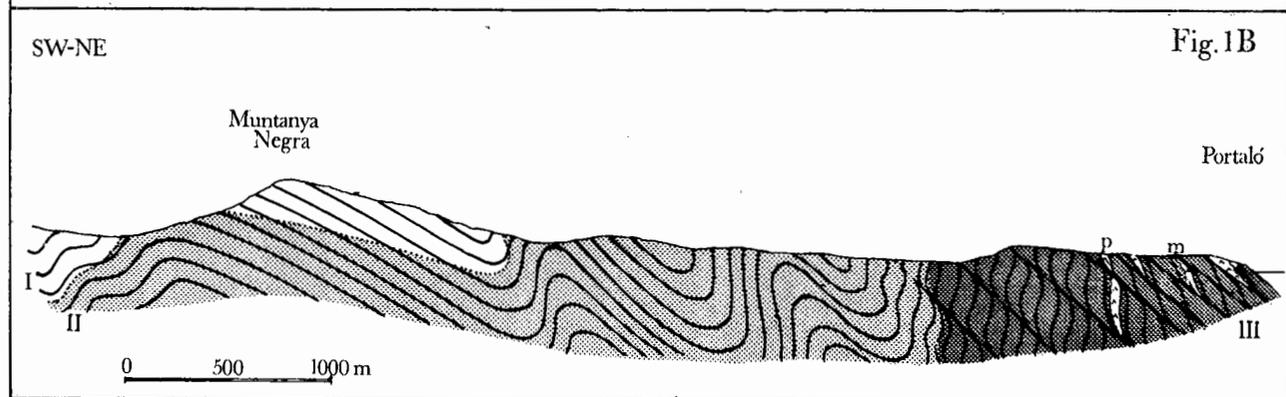


Fig. 1B

FIG. 1A. — Esquema geológico de la península del cabo de Creus. Gn. Rd. = Gneises y granitos de Roda, Gn. Rs. = Gneises y granito de Rosas, I = Esquistos epizonales, II = Esquistos de la mesozona externa, III = mesozona interna incluyendo zonas perianatócticas, m = milonitas, s = traza axial del sinforme.

FIG. 1B. — Corte geológico a través de la mitad septentrional de la península del cabo de Creus: p = pegmatitas, los restantes signos utilizados igual que en fig. 1A.

La edad de las milonitas

La existencia de bandas miloníticas asociadas a fallas de rumbo NW-SE o WNW-ESE no es un carácter exclusivo del hercínico de la península del cabo de Creus, sino común en el hercínico de la terminación oriental de la zona axial pirenaica. Fallas con milonitas asociadas han sido descritas en la zona de Massanet de Cabrenys por ESTEVEZ (1970 y 1973). Sin embargo, este autor las asimila a la tectónica alpina que afecta a la cobertera post-hercínica. Si bien la existencia de movimientos alpinos asociados a fallas dextrales de rumbo NW-SE es incuestionable, la génesis de las milonitas y filonitas en los macizos de rocas graníticas y gnéisicas es más probablemente tardi-hercínica. Esta posibilidad ya ha sido apuntada con anterioridad por FONTBOTÉ y GUITARD (1958). Apoya esta edad, la presencia en los acantilados comprendidos entre el Faro de Rosas y la playa de Canyelles de un dique de lamprófido no deformado que atraviesa una banda de granito milonitizado. Si se admite el sincronismo de los lamprófidos del sector S de la península del cabo de Creus con los del macizo de Begur y alrededores de Palamós datados por CHESSEX et al. (1965), hay que admitir también que las milonitas de Rosas son por lo menos pre-alpinas y dado el carácter de la deformación más probablemente tardi-hercínicas.

La analogía de las facies de deformación y de la disposición regional de las bandas miloníticas sugieren que esta edad puede hacerse extensiva a las restantes milonitas de la zona axial del Pirineo Oriental y entre ellas a las rocas en cuestión del litoral septentrional de la península del cabo de Creus. La presencia de milonitas similares asociadas a la falla de Merens en el Pirineo Central, considerada por ZWART (1958) como un evento tardi-hercínico, es un indicio más a favor del sincronismo de la génesis de milonitas ligadas a los cizallamientos profundos.²

2. CARACTERÍSTICAS DE LAS DEFORMACIONES TARDI-HERCÍNICAS

En un sentido amplio pueden incluirse bajo el término de fases tardi-hercínicas, aquellas deformaciones que posdatan al climax metamórfico regional. En la península del cabo de Creus quedan incluidas bajo esta denominación dos facies de deformación de estilo aparentemente diverso.

1. Los pliegues de tendencia similar y asimétricos de plano axial subvertical a inclinado y cuyos ejes

presentan rumbo N 120°-160° E cuando son subhorizontales (Fase 2).

2. Las zonas de cizalla ligadas a la génesis de bandas de milonitas de arrumbamiento WNW-ESE a NW-SE.

La fase 2

Se consideran como deformaciones debidas a esta fase, aquellas que resultan del plegamiento de la primera esquistosidad. Esta definición se restringe, sin embargo, al sistema de pliegues observables en la casi totalidad de la serie y que por su facies de deformación así como por sus orientaciones están bien definidos y son correlacionables. Esta fase del plegamiento tardío es común al hercínico de la zona axial del Pirineo Oriental y presenta un arrumbamiento con considerable regularidad. Sin embargo, en el sector NE de la Península los pliegues presentan una orientación anómala que ha sido interpretada como debida a la interferencia con pliegues a gran escala pertenecientes a la denominada fase intermedia. Como resultado a escala regional de esta interferencia se genera un sinforme cónico cuyo eje buza fuertemente al NE (figs. 1 A y 3).

A pesar de la dispersión de los ejes y lineaciones asociadas a la fase 2, existe una marcada constancia en este sector de la orientación de los planos axiales de los pliegues. Por otra parte, estos pliegues se hacen progresivamente más difíciles de identificar hacia el N (ver fig. 1 B).

Los cizallamientos tardi-hercínicos

A medida que la presencia de los pliegues típicos de la fase 2 se hace más escasa en dirección N, y en asociación al incremento del grado metamórfico de las rocas, se manifiesta un aumento del espesor y de la frecuencia de las bandas miloníticas. Los cizallamientos en la zona externa de la mesozona, aparecen ligados a flancos de pliegues. Progresivamente al aumentar la cristalinidad de la roca metamórfica, los cizallamientos se hacen más intensos y más netamente diferenciados con respecto a pliegues (fig. 1 B).

La presencia de micropliegues asimétricos singenéticos con la foliación milonítica, permite establecer la dirección y sentido de movimiento mediante la aplicación del método del ángulo de separación (CARRERAS y SANTANACH, 1973). Si bien el estudio cinemático general de los cizallamientos no ha sido completado, es manifiesto un predominio de los movimientos dextrales con una componente menor inversa.

Relación entre ambas deformaciones

Si se considera la distribución regional de ambos tipos de deformaciones es patente una independencia

(2) Deformaciones con características similares en Badajoz han sido descritas recientemente por CHACÓN (1974).

en su localización espacial. Por otra parte ya se ha señalado la presencia de estructuras de carácter intermedio (pliegues de flanco laminado) en la zona de transición.

Comparando sus geometrías, puede observarse una dispersión similar de los polos de S_1 en áreas afectadas por pliegues o por cizallamientos. En ambos casos los polos de S_1 se distribuyen según círculos máximos cuyos polos son comunes (polos de los círculos máximos 30° a 60° , N 40° - 70° E) (CARRERAS, 1973).

Un tercer hecho significativo es la tendencia al paralelismo entre las superficies S_2 y los planos de cizalla. Estas relaciones sugieren la existencia de una cierta relación entre ambos tipos de deformación. En este trabajo se presenta un modelo evolutivo en el cual las milonitas se generan en un estadio avanzado de la fase 2 de plegamiento y con él puede explicarse con satisfacción la mayor parte de los hechos observados. Este modelo se apoya además en que la variación del estilo de las estructuras generadas está ligada a la variación del carácter de la deformación en función de la existencia de heterogeneidades litológicas a gran escala.

3. INTERPRETACIÓN DE LOS CIZALLAMIENTOS DEL LITORAL SEPTENTRIONAL DE LA PENÍNSULA DEL CABO DE CREUS

El modelo que a continuación se presenta, se fundamenta en la geometría regional de la fase 2, así como en la distribución espacial de las isogradas y con ello en la distribución de las rocas sometidas a distintos grados de recristalización con anterioridad a la fase 2. En una primera aproximación se considerará la evolución del sinforme (fig. 1 A) en una sección transversa al eje del mismo, si bien esta sección no puede trasladarse paralelamente a sí misma por no ser cilíndrico el régimen del pliegue.

De la relación recristalización-deformación puede establecerse que en la zona del cabo de Creus la fase 2 posdata al climax del metamorfismo regional. Como consecuencia, cuando se considera el plegamiento a gran escala debido a esta fase, debe tenerse en cuenta que éste afecta a una serie cambro-ordovícica sometida con anterioridad a una desigual recristalización metamórfica, pero cuyo grado, en general, aumenta en profundidad y transversalmente hacia el NE.

La variación del estilo de los pliegues al generar bucles (*buckling*) en una secuencia con una anisotropía dada, depende del valor de ésta (COBBOLD, COSGROVE y SUMMERS, 1971). Cuanto más elevada es la anisotropía tanto más tienden los pliegues al tipo chevron y kink, mientras que la disminución de la

misma induce la génesis de pliegues de charnela curva y de flanco laminado cuando éstos son asimétricos.

Partiendo de una serie monótona afectada por un metamorfismo regional, una vez cesado éste, las mayores anisotropías se hallan en las zonas más débilmente metamórficas mientras que las rocas sometidas a una intensa recristalización térmica tenderán a presentar una menor anisotropía.³

La evolución del estilo de los pliegues puede aplicarse al plegamiento de la serie metamórfica del cabo de Creus. Para ello hay que tener en cuenta que la distribución de las isogradas correspondientes al climax metamórfico es anterior a la fase 2 y durante ésta las condiciones se hallaban considerablemente disminuidas y reducidas a las temperaturas propias de la parte inferior a media de la facies de los esquistos verdes. Partiendo de la supuesta distribución de las rocas metamórficas con anterioridad a la fase 2 (fig. 2 A-1), en un período inicial de la génesis del sinforme todos los niveles metamórficos se "combarían" uniformemente, describiendo un pliegue de tendencia concéntrica (fig. 2 A-2). Sin embargo, para un valor dado de acortamiento, las rocas más competentes como resultado de su mayor cristalinidad (mesozona interna), incapaces de proseguir un desarrollo concéntrico, así como de asumir una deformación por aplastamiento homogéneo (*homogeneous flattening*) asumirían el acortamiento necesario mediante deslizamientos en fallas dúctiles (fig. 2 A-3).⁴ Sincrónicamente en los niveles de rocas epi-mesometamórficas se desarrollarían pliegues de tendencia similar, asimétricos. Sin embargo, debe de tenerse en cuenta que las variaciones litológicas resultantes de diferencias en la intensidad de la recristalización metamórfica son graduales. Es por ello que el paso de la zona I en donde existen pliegues en chevron de fase 2, a la zona III que se caracteriza por la presencia de cizallamientos se realizaría a través de un nivel estructural de transición en la zona II caracterizado por la presencia de pliegues de flanco laminado.

La fig. 2 B representa de un modo esquemático la variación del estilo tectónico a través del sinforme. El tránsito lateral de estilo en esta sección puede explicarse por la oblicuidad a gran escala entre la litología y las isogradas.

(3) La anisotropía de una roca está ligada a la variación del módulo de compresión con respecto al módulo de cizalla.

(4) En un caso similar SEGURET y PROUST (1968) consideran el efecto de contraste de competencia entre la serie cambro-ordovícica y los gneises del zócalo durante la génesis de los pliegues de dirección N. 120° E en el hercínico pirenaico. Estos autores, basándose en la ausencia de estructuras menores de deformación en el zócalo, atribuyen un plegamiento concéntrico del mismo, que contrasta con el estilo de los pliegues de la cobertura cambro-ordovícica. Sin embargo, esta situación puede ser válida hasta ciertos valores del acortamiento, pero el zócalo deberá asumir la deformación global por otro mecanismo una vez alcanzado cierto valor. La formación de cizallamientos puede ser un mecanismo fundamental para la progresión de la deformación del zócalo.

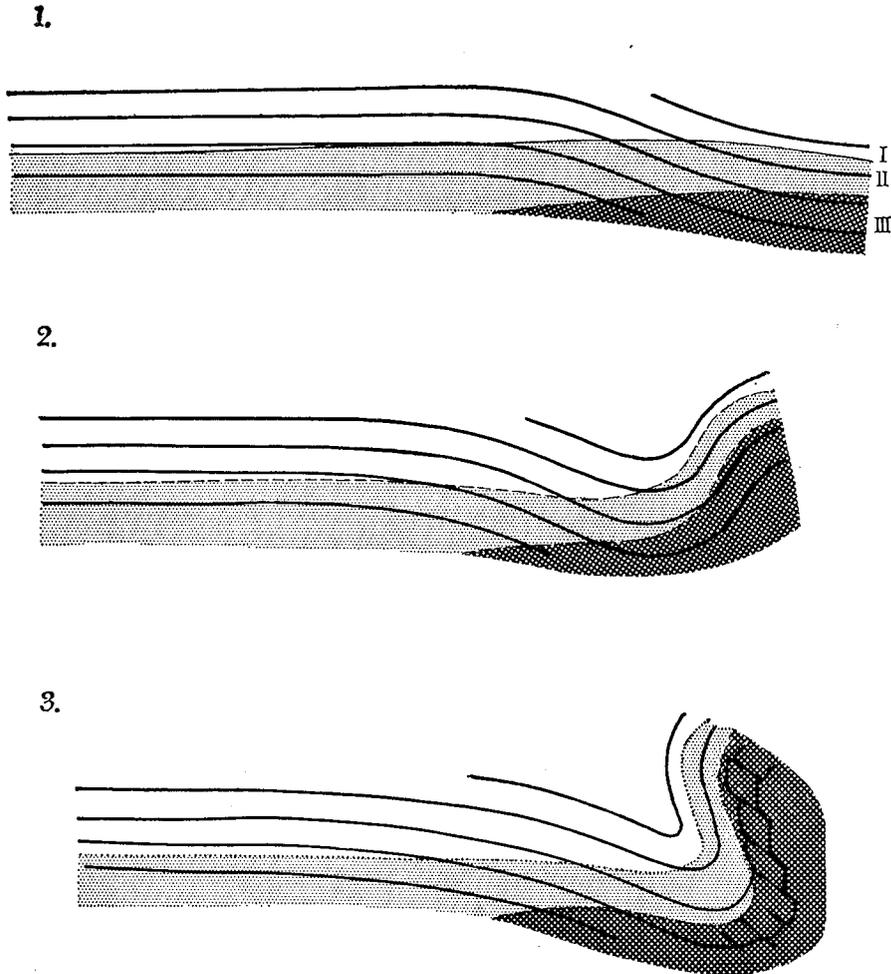


Fig. 2B

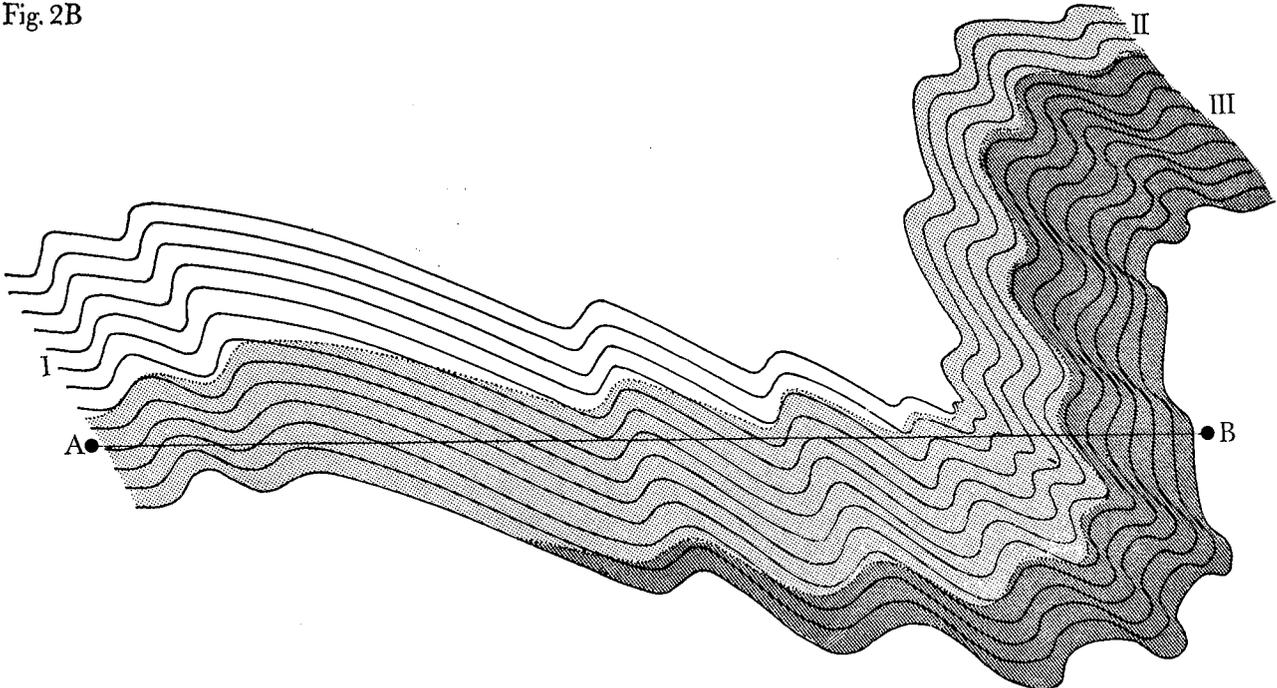


FIG. 2. — Modelo de la evolución del sinforme en sección bidimensional transversa al plano axial.

FIG. 2A. — Tres estadios de la génesis del sinforme. En 1 se muestra la distribución supuesta de las zonas metamórficas durante el clímax metamórfico (zonas metamórficas I, II y III, ver fig. 1). En 2 se representa el estadio inicial de la génesis de un bucle con desarrollo concéntrico, durante el descenso de las condiciones metamórficas. En 3 puede observarse la aparición de zonas de cizallas en las rocas previamente más intensamente recrystalizadas.

FIG. 2B. — Variación lateral y en profundidad del estilo de deformación a través del sinforme generado en la serie afectado de un modo desigual por la recrystalización metamórfica. La línea A-B representa de un modo aproximado el nivel de erosión actual en la sección central del sinforme. Compárese con la figura 1B.

En el modelo tridimensional (fig. 3) se pone de manifiesto que el eje de sinforme en su sector central buza hacia el NE (buzamiento: 20 a 40° dirección: NNE-ENE). Al comparar la orientación media de este eje con la del eje cinemático a deducida en los cizallamientos de cala Prona (CARRERAS y SANTA-

4. DISCUSIÓN

Con el modelo expuesto se sugiere que los cizallamientos del sector septentrional del cabo de Creus han podido originarse como resultado de la evolución en profundidad de los pliegues asimétricos de la fase 2

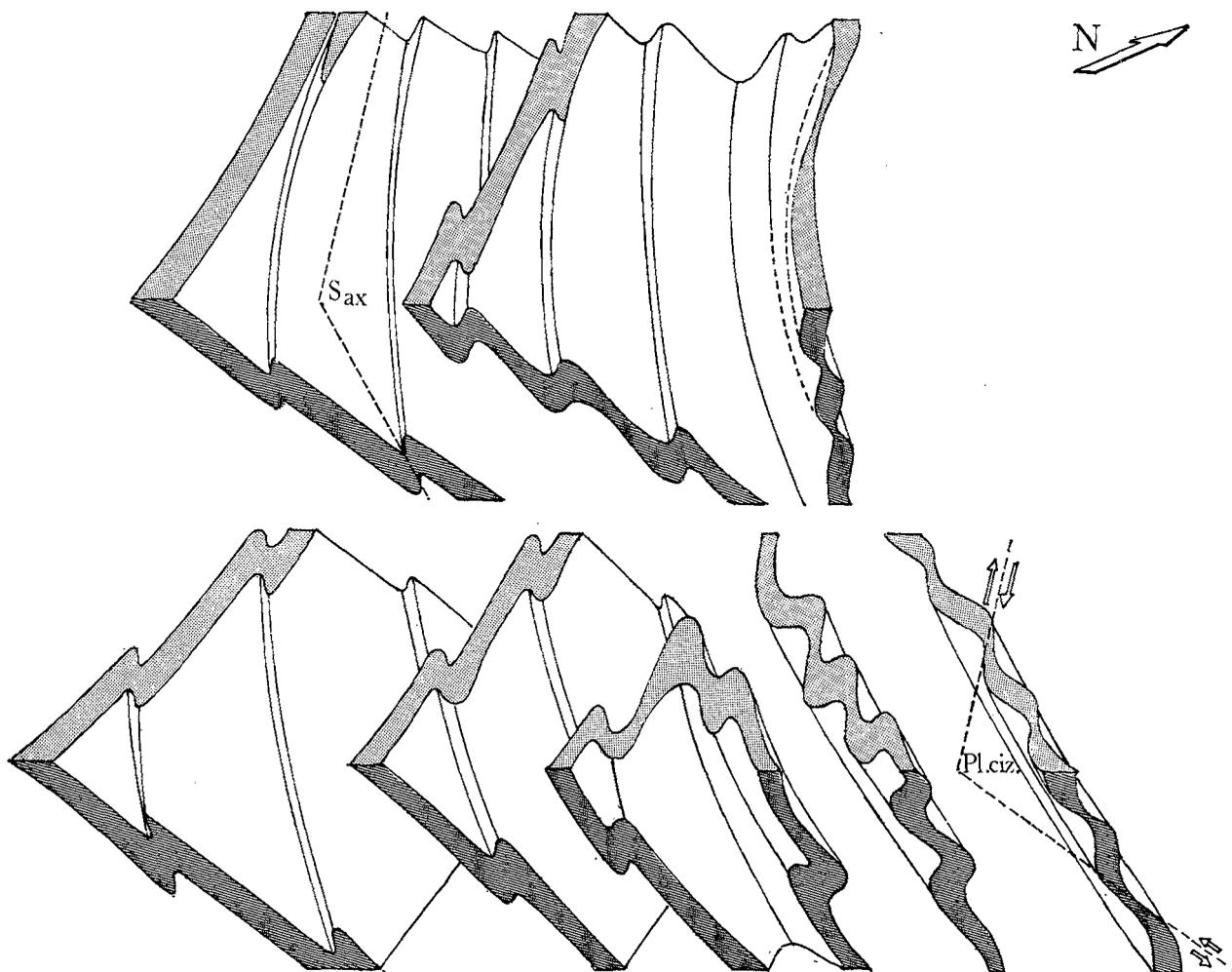


FIG. 3. — Estructura tridimensional del sinforme de la mitad septentrional de la Península del Cabo de Creus, obsérvese el desarrollo preferente de los cizallamientos en el flanco subvertical (N) y la aparición de pliegues de orientación variable como resultado de la no cilindricidad del pliegue. Sax = plano axial de los pliegues de fase 2, Pl. Ciz = plano de cizalla, las flechas indican sentido y magnitud relativa de las componentes del movimiento.

NACH, 1973), o cala Serena, se desprende que ambos están contenidos en el plano axial, formando un ángulo entre sí menor de 90°. En particular, para la zona de cala Serena se ha determinado un ángulo de 32° entre la dirección de máxima elongación y el eje ligado a la deformación marginal a la banda milonítica.

y ligados al flanco corto del sinforme existente en este sector. Esta posibilidad, que ya había sido apuntada con anterioridad (CARRERAS, 1973), es presentada ahora con mayor detalle y apoyándola en la compatibilidad geométrica, dinámica y cinemática del modelo, con las estructuras observadas. Sin embargo, existen algu-

BIBLIOGRAFÍA

nos aspectos que han sido convenientemente simplificados y que precisan de una mayor elaboración. La teoría de la variación del estilo de los pliegues en función de la anisotropía está desarrollada para materiales con una marcada y única anisotropía planar, sin embargo, en el caso del modelo presentado en el que existen dos anisotropías a distinta escala (1.º Litología-S₁: penetrante; 2.º metamórfica: gradual y a gran escala) la evolución puede ser considerablemente más compleja. Ello plantea el problema de conocer cuál de las dos anisotropías ejerce el control de la formación del bucle ("buckling") a gran escala. En el modelo se ha considerado que este control es de la litología-S₁. Ello origina que una superficie de referencia puede cambiar lateralmente de estilo de plegamiento al variar lateralmente la viscosidad de la roca.

En el modelo a gran escala no se ha considerado el efecto que pueda tener la variación de la presión litostática y la temperatura en la serie sometida a la deformación, si bien aparentemente la modificación del modelo debida a la introducción de estos factores, debe ser en el sentido de acentuar las variaciones de estilo.

Por otra parte, el hecho de que en el modelo los planos de cizalla sean interpretados como el resultado de un proceso de plegamiento y dada su tendencia al paralelismo con los planos axiales de los pliegues de fase 2, puede tener implicaciones dinámicas importantes en la génesis de pliegues al considerar que planos paralelos a la superficie axial de un pliegue puedan actuar como planos de cizalla en una fase final de la deformación sin que sea necesario considerar un cambio en la orientación de los esfuerzos principales. Es por ello que en este modelo se admite la posibilidad de que zonas de cizalla puedan examinarse como un caso extremo de inestabilidad de plegamiento (*buckling instability*). Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que el movimiento en estos planos haya sido reactivado en una etapa posterior de deformación.

- CARRERAS, J. (1973): Petrología y análisis estructural de las rocas metamórficas en la zona del Cabo de Creus (Prov. de Gerona). Tesis doct. Inéd. Univ. Barcelona, 154 pp. (Resum. en *Secret. Public. Interc. Científico y Ext. Univ.*). Universidad de Barcelona, 11 pp., Barcelona, 1974.
- CARRERAS, J. y SANTANACH, P. F. (1973): Micropliegues y movimiento en los cizallamientos profundos del Cabo de Creus (prov. Gerona, España). *Est. Geol. XXIX*, pp. 439-450.
- COBBOLD, P. R., COSGROVE, J. W. y SUMMERS, J. M. (1971): Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics 12* (1), pp. 23-53.
- CHACON, J. (1974): Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba: Los gneises milonitas de la Higuera de Llerena (prov. de Badajoz). *Bol. Geol. Min. LXXXV-VI*, pp. 700-712.
- CHESSEX, R. M., DELALOYE, D., KRUMMENACHER y M. VUAGNAT (1965): Sur l'âge des roches granitiques de la région Palamós-Palafrugell. *Bull. Suisse Miner. et Petrol. 45* (1), pp. 15-17.
- ESTEVEZ, A. (1970): Estructura de fallas en el sector de Masanet de Cabrenys (Pirineo oriental, España). *Cuad. Geol. Universidad Granada 1*, pp. 45-46.
- ESTEVEZ, A. (1973): La vertiente meridional del Pirineo Catalán al N del curso medio del río Fluviá. *Cuad. Geol. Univ. Granada 44*, 519 pp.
- FONTBOTÉ, J. M. y GUITARD, G. (1958): Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées Orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Rousillon. *B.S.G.F. (6)*, t. VIII (8), pp. 884-890.
- SEGURET, M. y PROUST, F. (1968): Tectonique hercynienne des Pyrénées Centrales. Signification des schistosités redressées, chronologie des deformations. *C.R. Acad. Sc., sér. D*, t. 226 (10), pp. 984-987.
- ORTA, J. M. (1973): Estudio petrológico y estructural del área pegmatítica del litoral septentrional del Cabo de Creus entre Cala Taballera y Cala Portaló. Tesis de licenciatura inéd. Pniv. Barcelona. 67 pp.
- ZWART, H. J. (1958): La faille de Merens dans les Pyrénées Ariégeoises. *B.S.G.F. (6)*, 8, pp. 793-796.