

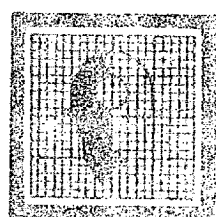
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
INFORMACION COMPLEMENTARIA

FONSAGRADA

(74) (09-06)

EL CABALGAMIENTO BASAL DEL MANTO DE
MONDOÑEDO Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS

1.976



MINSA



IMINSA

-20074

31.

HOJA 09 - 06

FONSAGRADA

INFORMACION COMPLEMENTARIA



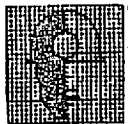
IMINSA

-20074

21

EL CABALGAMIENTO BASAL DEL MANTO DE

MONDOÑEDO Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS



INDICE

1. LOS CABALGAMIENTOS.
2. LAS ESTRUCTURAS MENORES ASOCIADAS AL CABALGAMIENTO BASAL DEL MANTO DE MONDOÑEDO Y AL CABALGAMIENTO DE OSCOS.
 - 2.1. Los pliegues menores
 - 2.2. La esquistosidad S_2
 - 2.3. Otras estructuras menores de segunda fase de deformación
3. RELACION ENTRE LAS ESTRUCTURAS MENORES DE FASE 2 Y LAS DE LAS FASES 1 Y 3.
4. RELACION ENTRE LAS ESTRUCTURAS MENORES Y LOS CABALGAMIENTOS.
5. BIBLIOGRAFIA.



1. LOS CABALGAMIENTOS

Los principales cabalgamientos de la parte occidental de Asturias y probablemente de toda la Zona Asturooccidental-leonesa son el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (C.B.M.M.) y el cabalgamiento de Oscos (C.O.). La descripción de estos accidentes va a referirse a las Hojas de Ribadeo, Vega deo, San Martín y Fonsagrada. Aparte de estos grandes cabalgamientos existen otros de menor importancia (fig. 1) a los que no se va a hacer referencia en este trabajo.

El cabalgamiento de Oscos se extiende por unos 50 kms. desde los alrededores del Alto de la Garganta (al N.) hasta el pie de la Sierra de los Ancares, desapareciendo por sus dos extremos bajo el C.B.M.M. Entre estos dos cabalgamientos se sitúa una unidad que se ha denominado escama de Santa Eulalia cuya estructura es básicamente la de un anticlinal de primera fase de deformación (dibujado en la cartografía por la cuarcita superior de la Serie de los Cabos al N. de Santa Eulalia de Oscos; fig. 2) cuyo flanco oriental ha sido lamina do por el C.O. y el flanco occidental está a su vez cortado por el C.B.M.M. En general, dado que el pliegue anticlinal es muy apretado y presenta sus flancos subparalelos, la estratificación del compartimento cabalgante y cabalgado son paralelos a la superficie de cabalgamiento. El hecho de que



en gran parte de su trazado se produzca la superposición tec
tónica de materiales silúricos sobre ordovícicos solo se pue
de explicar por la presencia de pliegues anteriores a los ca
balgamientos.

En general, la superficie de cabalgamiento se sitúa pró
xima a la vertical o se inclina ligeramente al W.; esta ver
ticalización es debida fundamentalmente a la deformación su
frida durante la tercera fase de deformación y en algunas lo
calidades (al E. y NE. de Fonsagrada) la superficie de cabal
gamiento presenta un trazado festoneado dibujando antiformes
y sinformes (fig. 3). En estas localidades este fenómeno pa
rece agudizado por la existencia de flexiones de traza axial
E.-W. relacionados con deformaciones póstumias (fig. 3).

La importancia del C.B.M.M. es enorme como se deduce de
su continuidad, ya que se sigue desde la costa cantábrica --
hasta ocultarse bajo el Terciario de la Meseta a la altura -
de Astorga dibujando el arco astórico (arco que dibujan las
estructuras hercínicas en la Península Ibérica). Atraviesa -
las hojas E. 1:50.000 de Ribadeo (10), Vegadeo (25), San Mar
tín de Ocos (49), Fonsagrada (74), Becerreia (99), Los Noga
les (125), Ponferrada (158) y Lucillo (192) con un total de
unos 250 km. Aparte de su gran extensión es importante desta
car la importancia de esta estructura por cuanto pone en con



tacto dos dominios paleogeográficos distintos: al E., Dominio del Navia y alto Sil con una sucesión completa y espesa desde el Cámbrico al Ordovícico superior, y al W., Dominio del Manto de Mondoñedo-Peñalba, con una laguna estratigráfica que abarca desde el Ordovícico inferior o medio hasta el Silúrico. Este hecho presupone la existencia de un largo -- desplazamiento tangencial para el C.B.M.M. y también el C.O. El C.B.M.M. no es un cabalgamiento simple, sino que a partir de él se diferencian una serie de escamas (p.e. en las hojas de Fonsagrada y Becerra).

A partir del estudio de los cabalgamientos antes citados y algunos otros dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa MARCOS (1973) estableció una serie de características generales que son perfectamente válidas a la luz de los conocimientos actuales y entre los que cabe destacar:

- Las superficies de cabalgamiento se mantienen próximas a la vertical o se inclinan ligeramente al W.; esta disposición no es sin embargo original, como puede apreciarse claramente en el cabalgamiento de los Oscos, sino que es en su mayor parte debida a la superposición de los pliegues de la 3ª fase herciniana. De acuerdo con esto, originalmente es tos cabalgamientos debían de encontrarse más tendidos de lo que se observa en la actualidad.



- En gran parte de su trazado las superficies de cabalgamiento se mantienen paralelas o subparalelas a las superficies de estratificación y a las estructuras de primera fase en los compartimentos cabalgantes y cabalgados; no obstante en varias localidades (escamas de Sta. Eulalia de Ocos, etc.) pliegues de primera fase se encuentran cortados por estos cabalgamientos.

- En muchas localidades se produce la superposición de materiales modernos sobre otros relativamente más antiguos - (p.e., en la escama de Sta. Eulalia de Ocos, materiales silúricos cabalgan sobre otros ordovícicos. Este hecho aparentemente contradictorio, puede ser explicado en presencia de pliegues anteriores a los cabalgamientos (BILLINGS, 1933), - en particular, pliegues correspondientes a la primera fase.

- Las marcadas diferencias que existen entre la sucesión estratigráfica de los materiales cabalgantes y cabalgados -- permite suponer grandes desplazamientos a lo largo de estos cabalgamientos.

- En la mayor parte de los casos estos cabalgamientos - aparecen como cizallamientos, sin ninguna relación con los materiales que los limitan. Solamente en las diversas superficies que forman el cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo, parece haber jugado un cierto papel la diferencia lito



lógica representada por la presencia del nivel carbonatado de Vegadeo.

- Cuando los materiales que se sitúan en el compartimento cabalgante o cabalgado son suficientemente plásticos (pizarras de Luarca y, sobre todo, ampelitas silúricas) se enuentran estructuras menores (pliegues y esquistosidades) -- asociadas al cabalgamiento.

2. LAS ESTRUCTURAS MENORES ASOCIADAS AL CABALGAMIENTO DE OSCOS Y AL C.B.M.M.

Confinadas a un estrecho corredor próximo a las superficies de cabalgamientos como son: pliegues menores, esquistosidad de crenulación, "tension gashes", "gauger", etc. De entre todas estas estructuras menores merece destacar, por su distribución generalizada, la existencia de pliegues de pequeño tamaño asimétricas con esquistosidad de crenulación paralela a su plano axial. Este tipo de estructuras han sido citadas por diversos autores en el NW. de la Península Ibérica (VAN ZUUREN, 1969; RIBEIRO, 1970; MARCOS, 1971 y 1973; MARTINEZ, 1974; PEREZ-ESTAUN, 1975).

VAN ZUUREN (1969) cita en las proximidades de Santiago de Compostela la existencia de pequeños pliegues asimétricos de dirección N.-S. acompañados de esquistosidad de crenula--



ción (F_6 , fase de deformación 6) y las interpreta como producidas por el cabalgamiento de Ordenes.

Según RIBEIRO (1970) durante la segunda fase de deformación hercínica, en el NE. de Portugal, se formaron cabalgamientos y en sus proximidades pliegues menores similares, -- asimétricos. Interpreta la formación de los pliegues como resultado de un movimiento diferencial conjugado con el del cabalgamiento.

MARCOS (1971, 1973) describe de forma muy detallada estructuras semejantes a las citadas por los autores anteriores y las interpreta de forma similar a como lo hace RIBEIRO. Asociados a los grandes cabalgamientos de los Oscos demuestra la existencia de pliegues asimétricos con ejes curvados, acompañados de una esquistosidad de crenulación que corta a la primera esquistosidad con ángulos variables. Interpreta la esquistosidad de crenulación S_2 como sintética o antitética con el cabalgamiento según que su posición sea paralela u oblicua a su superficie. Por otra parte considera a la esquistosidad como planos de cizalla.

PEREZ-ESTAUN (1973) estudiando la rama S de la Zona Asturoccidental-leonesa observa el mismo tipo de estructuras y las interpreta como estructuras formadas en las zonas de cizalla.



De lo expuesto se deduce que el interés de estas estructuras menores no es local sino regional ya que están presentes en una gran parte del macizo hespérico. Vamos por ello a describir las estructuras menores que acompañan a los cabalgamientos de la región de Oscos con el objeto de poder realizar una generalización en cuanto a sus características.

2.1. Los pliegues menores

En las proximidades de los cabalgamientos y en materiales dúctiles y con una anisotropía planar bien desarrollada aparecen pequeños pliegues acompañados de esquistosidad de crenulación. Estos pliegues se encuentran tanto en el compartimento cabalgado como el cabalgante.

El estudio de estas estructuras ha podido ser realizado perfectamente (dado las condiciones de afloramiento) en la zona del C.O. comprendido entre Villanueva y Santa Eulalia de Oscos. Entre las localidades que permiten una mejor observación, cabe destacar las de Puente Martul y el km 6 de la carretera de Santa Eulalia a Villanueva de Oscos.

Los pliegues son de dimensiones reducidas no sobrepasando generalmente la escala métrica (fotos 1 y 2). Se trata de pliegues asimétricos no cilíndricos y que poseen ejes curvados, presentando por tanto fuertes variaciones en la direc--



ción de los ejes (fotos 3, 4 y 5). A pesar de estos cambios de dirección, su traza axial media se mantiene subparalela al trazado cartográfico de los cabalgamientos, es decir aproximadamente N.-S. De este modo los pliegues son homoaxiales a las de la 1ª fase de deformación.

Se trata además de pliegues asimétricos y con morfología próxima a los de tipo similar aunque también existen -- pliegues del tipo "chevron" o "kink". Presenta una esquistosidad de crenulación generalmente paralela a sus superficies axiales (foto 3), aunque a veces se disponen formando abanicos convergentes o divergentes.

2.2. La esquistosidad S₂

En el campo, la esquistosidad de crenulación se dispone subhorizontal o inclinada al W.; sin embargo, esta porción -- no es la original ya que es consecuencia de la modificación producida por la tercera fase. Se presenta como superficies planares de discontinuidad muy penetrativas y producen micro plegamiento de la esquistosidad de flujo anterior, S₁ (fotos 6, 7, 8, 9 y 10). En algunos casos el microplegamiento no es tan interno y no llegan a aparecer superficies de discontinuidad; en este caso S₂ vendría definida por las superficies axiales de los micropliegues.



En muchos lugares la 2ª esquistosidad da lugar, en los niveles pelíticos, a una falsa foliación que consiste en -- una diferenciación en bandas, paralelas a las superficies -- de esquistosidad, más o menos enriquecidas en cuarzo de segregación que rellena huecos virtuales originados como consecuencia del microplegamiento; este fenómeno es conocido -- con el nombre de "tectonic banding" (DE SITTER, 1964) y acompaña con frecuencia a las esquistosidades de crenulación (fotos 11 y 12).

En las secciones delgadas realizadas transversalmente a la esquistosidad de crenulación, puede apreciarse que el "tectonic banding" se origina en la región estudiada como -- consecuencia de dos procesos diferentes:

1. Cuando la crenulación da lugar a pequeños pliegues monoclinicos o "kink bands" a escala microscópica, -- se produce en determinadas condiciones una distensión en el flanco corto de los pliegues o dentro de la zona de "kink". Estas condiciones tienen lugar -- cuando el ángulo que forma la esquistosidad S_1 inicial con la superficie axial del pliegue o el plano de "kink" (S_2 en cualquier caso), es mayor dentro -- que fuera de la zona rotada; en este caso, el espesor del microlitón debería aumentar dentro de la zo



na rotada. Dada la marcada anisotropía planar de la roca, un cambio grande de volumen no es posible y - se originan en realidad en esta zona huecos virtuales que son rellenos por material de segregación (cuarzo). Como consecuencia de esto se diferencian en la roca bandas alternativamente claras y oscuras paralelas a S_2 . Este fenómeno ha sido descrito por RAMSAY (1967, pp. 447) para "kink-bands".

2. Cuando la crenulación da lugar a un microplegamiento intenso y los pequeños pliegues que se originan poseen simetría aproximadamente ortorrómbica, pueden originarse entre dos charnelas adyacentes huecos virtuales que son rellenos por cuarzo de segregación que forma vetas curvadas a escala microscópica. A mucho mayor escala, estos huecos rellenos por materiales diversos entre dos estratos competentes plegados se han denominado "saddle reefs" (STILLWELL, 1917, in HILLS, 1963); una explicación de la formación de los "saddle reefs" puede encontrarse en HILLS (1963, pp. 243-244) y RAMSAY (1967, pp. 419). En materiales dotados de una anisotropía planar muy marcada (una roca pelítica con una esquistosidad de flujo, por ejemplo), pueden reproducirse sin embargo las mismas con



diciones, ya que debido a una distensión en un determinado punto, siempre será más probable que se abran en la roca fisuras paralelas a los planos de anisotropía, a que tengan lugar cambios de volumen en lechos individuales; según RAMSAY (1967, pp. 447) la formación de "saddle reefs" en este tipo de materiales tiene lugar principalmente cuando la relación t/l es alta (0,1) y el ángulo es elevado, siendo el ángulo entre los flancos pequeño (foto 13).

Ambos procesos pueden actuar individualmente o juntos, originando en cualquier caso "tectonic banding".

En algunas localidades se han encontrado dos lotes de esquistosidades S_2 formando ángulos entre 20 y 40° (por ejemplo en Puente Martul) y frecuentemente uno de estos sistemas domina sobre el otro (foto 14). Es posible que entre estos sistemas exista un cierto desfase en el tiempo de formación.

Durante el desarrollo de S_2 , la recristalización de minerales debida al metamorfismo es muy poco importante. Solo se ha podido observar en ampelitas silúricas pequeños cristales de cloritoide posteriores a la primera fase de deformación y orientados paralelamente a la esquistosidad de crenulación S_2 (fotos 15, 16 y 17).



2.3. Otras estructuras menores de segunda fase de deformación

Acompañando a las superficies de cabalgamiento y en las zonas próximas a las mismas se encuentran grietas de tensión (tension gashes) rellenas de cuarzo. La génesis de estas grietas debe abarcar un largo periodo de tiempo ya que existen algunas claramente anteriores a los pliegues menores de segunda fase y otros posteriores.

Donde los materiales que se sitúan en la parte cabalgante o cabalgada son muy poco dúctiles se generan brechas tectónicas que aunque son muy infrecuentes, en algunas localidades llegan a ser muy espectaculares. Así, en los alrededores de Queixorio, donde el cabalgamiento corta a la cuarcita superior de la serie de los Cabos, se originan brechas de gran tamaño.

Cuando el cabalgamiento corta materiales dúctiles, en la superficie se generan unos centímetros de roca muy triturada de tamaño de grano muy pequeño que se denominan "gauges".

3. RELACION ENTRE LAS ESTRUCTURAS MENORES DE FASE 2 Y LAS DE LAS FASES 1 Y 3

La relación existente entre las esquistosidades 1 y 2 es clara cuando se estudian las láminas delgadas; se aprecia



siempre que: la esquistosidad 2 de crenulación da lugar a un replegamiento intenso de la esquistosidad primaria de flujo y deforma los minerales micáceos cristalizados durante la -- formación de esta última. Este mismo hecho puede constatarse en el campo a simple vista o con ayuda de una lupa, ya que -- en ocasiones se observan pequeños pliegues de fase 1 corta-- dos por la S_2 .

Por otra parte, en algunas muestras de mano puede ser -- observada la relación entre las microestructuras de las fa-- ses 1, 2 y 3; en la foto 18 se puede apreciar un pliegue me-- nor de fase 2, en cuya sección transversal se distinguen plie-- gues intrafoliares de primera fase, estando la esquistosidad primaria que los acompaña deformada por dicho pliegue. Sobre la superficie del flanco largo se aprecian claramente dos li-- neaciones: una de ellas (L_2), paralela al eje B_2 es el resul-- tado de la intersección de S_1 (O S_1+S_0) y S_2 ; la otra (L_3), es oblicua y corresponde a la lineación producida por la es-- quistosidad de crenulación correspondiente a la fase 3, que como puede apreciarse corta netamente a la estructura y no -- guarda relación con ella.

En la foto 19 puede observarse así mismo un pliegue me-- nor de primera fase cortado por la 2ª esquistosidad. Así pues, las relaciones temporales de la fase 2 con las otras fases --



hercinianas principales es clara; al igual que sucedía con las estructuras mayores, antes descritas, las estructuras de fase 2 deforman a las de primera fase y son a su vez deformadas por la 3ª fase herciniana.

4. RELACION ENTRE LAS ESTRUCTURAS MENORES Y LOS CABALGAMIENTOS

Las únicas interpretaciones dadas sobre la relación entre los pliegues y esquistosidad acompañantes y los cabalgamientos son las ya expuestas de RIBEIRO (1970) y MARCOS (1971, 1973). La idea manifestada por estos autores de que las superficies de la segunda esquistosidad actúen como superficies de cizalla conjugadas con la superficie de cabalgamiento no parece que pueda ser mantenida. Así, por una parte, esta esquistosidad se ha desarrollado como resultado de la deformación interna sufrida por las rocas debido a un plegamiento -- producido por buckling y aplastamiento progresivo, como lo demuestra el hecho de que los pliegues desarrollen una longitud de onda determinada y el que la geometría de los pliegues venga controlada por la naturaleza de las rocas plegadas. Por otra parte no se observan desplazamientos a lo largo de las superficies de esquistosidad que no puedan ser ex-



plicados por el proceso de disolución por presión. No existe además, modelo teórico o experimental por el que puedan producirse una serie de fracturas paralelas con un movimiento diferencial a lo largo de ellas de forma que al actuar sobre una capa dan lugar a una forma sinusoidal con una determinada longitud de onda.

El hecho de que los pliegues vayan asociados a los cabalgamientos es algo indudable por cuanto los pliegues existen exclusivamente en las proximidades de aquellos y en relación con otras estructuras típicas de los mismos como son "tension gashes" y fisuras.

La disposición de esquistosidades S_2 y pliegues con respecto a los cabalgamientos puede ser observada con todo detalle en varias localidades en la región de los Oscos; en particular, a unos 2 km de Sta. Eulalia de Oscos, en la trinchera de la carretera que conduce a Villanueva de Oscos, se localiza un buen corte prácticamente transversal al cabalgamiento de los Oscos. Allí, las ampelitas silúricas cabalgan sobre los niveles cuarcíticos basales de la Formación Agüeira, diferenciándose netamente el plano de cabalgamiento que corta según un ángulo muy bajo a la esquistosidad primaria (S_1) en las ampelitas. Se destaca la existencia de una esquistosidad S_2 oblicua con respecto al cabalgamiento, que origina plie-

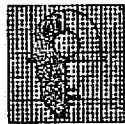


gues de diverso orden de dimensiones sobre la esquistosidad primaria. La curvatura de los ejes de estos pliegues cerca del plano de cabalgamiento es muy espectacular. Incluso pliegues isoclinales de primera fase se encuentran deformados por la segunda esquistosidad (a la izquierda). El conjunto se encuentra débilmente deformado por efecto de la 3ª fase hercyniana.

En otra localidad sobre esta misma carretera, algo más al Norte, al pie de Martul, pueden observarse también cabalgamientos menores asociados con la superficie principal del cabalgamiento de los Oscos, en niveles pizarrosos de la Serie de los Cabos (fig. 5). Allí, el cabalgamiento A interseca a la esquistosidad primaria según un ángulo de unos 45° y se diferencian los dos lotes de esquistosidades S_2 asociadas; estando la paralela al cabalgamiento (S_2) mejor desarrollada en el compartimento cabalgante y la oblicua (S'_2) en el cabalgado (con pliegues antitéticos asociados); en el cabalgamiento B que se mantiene más paralelo a S_1 es la esquistosidad oblicua la más efectiva.

Una interpretación sobre la relación existente entre cabalgamientos y pliegues menores debe de explicar:

- El porqué de la existencia de una estrecha franja con pliegues y esquistosidades en torno a los cabalgamientos.



- La existencia de ejes curvados en los pliegues asociados a los cabalgamientos.
- La existencia de uno o dos sistemas de esquistosidades S_2 .
- La variación en inclinación de S_2 en un mismo afloramiento, aún cuando no haya sido deformada posteriormente.
- La gran dispersión en la orientación de los planos de S_2 .
- La presencia de pliegues sintéticos y antitéticos.
- Las variaciones en el estilo de los pliegues entre unas localidades y otras.
- La ausencia, en general, de brechas en relación con las fracturas.

Vamos por tanto a continuación a tratar de valorar los distintos argumentos que puedan ser utilizados para llegar a una interpretación.

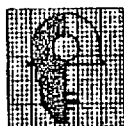
En relación con fracturas y debido a la fricción que se produce, se generan distintos tipos de rocas denominadas en general cataclásticas (HIGGINS, 1971); cada uno de los distintos tipos de rocas cataclásticas se forman bajo diferentes condiciones. La existencia de brechas en las superficies de cabalgamiento tiene lugar en condiciones de deformación frágiles y la no existencia de las mismas indica que las ro-



cas situadas a ambos lados del mismo se han comportado dúctilmente o bien que la fricción en la superficie de fractura ha sido escasa. En la zona estudiada, el que la deformación de las rocas en contacto con la superficie de cabalgamiento sea dúctil viene apoyado también por la presencia de los pliegues y esquistosidades antes descritos.

Como es bien conocido tanto por los experimentos realizados en laboratorio, como por la observación de rocas deformadas en condiciones naturales, una de las variables que aumenta el comportamiento dúctil de los materiales durante la deformación es la presión de confinamiento. Con relación a la región estudiada se puede concluir que el nivel actual de erosión nos permite ver cabalgamientos que se produjeron a gran profundidad bajo una fuerte presión litostática que induciría un comportamiento dúctil y no frágil de los materiales. Este comportamiento dúctil no llega sin embargo a ser suficiente como para dar lugar a milonitas. Así pues, los cabalgamientos que hemos descrito en este capítulo se han debido producir a una profundidad intermedia entre aquellos que — dan lugar a brechas y distorsiones en las capas y las fallas dúctiles (RAMSAY & GRAHAM, 1970).

Por los datos expuestos se sabe que la existencia de estructuras menores, pliegues y crenulaciones, tiene lugar úni



camente en la zona próxima al cabalgamiento y nunca fuera de ella, por lo que deben ser estructuras formadas en la zona de cizalla y por tanto ser producidas en gran parte por "simple shear" aunque puedan existir también componentes de otros tipos de deformación.

Otro hecho que es necesario tener siempre presente es - que con anterioridad al desarrollo de los cabalgamientos existía una esquistosidad de flujo S_1 y que por tanto los materiales presentaban una anisotropía planar bien desarrollada que habría favorecido el desarrollo de pliegues. Los pliegues menores sintéticos a los que se hace referencia, pudieron ser el resultado de "shear" sobre estos materiales fuertemente esquistosados. Experimentos realizados por RAMBERG (1959) aplicando "simple shear" sobre capas dispuestas oblicuamente a la dirección del mismo, dan lugar a pliegues asimétricos con la típica geometría de "drag folds" muy similares a los aquí descritos.

Por lo que se refiere a la variación del estado de deformación final dentro de una zona de cizalla, RAMSAY & GRAHAM (1970) realizaron un estudio teórico y basado en ejemplos obtenidos en la naturaleza, mostrando la gran heterogeneidad de la deformación en secciones transversales a las mismas. La disposición del elipsoide de deformación y la --



cantidad de deformación varía a través de estas zonas al aumentar γ ("shear strain"). La esquistosidad formada por el desarrollo progresivo de una zona de cizalla tendrá por tanto forma sigmoidal (fig. 82) y estará mejor desarrollada en el centro de la misma que en los bordes. La aplicación de estos hechos a los casos que nos ocupan permitiría explicar el que la esquistosidad presente distintas inclinaciones en un mismo afloramiento aún sin estar deformadas. Por otra parte, dado que la deformación que sufren las rocas en la zona de cizalla no es excesiva, la heterogeneidad en esta zona debe de ser mayor y por tanto la orientación de los planos de esquistosidad es más dispersa que en zonas con gran deformación.

La existencia de pliegues con ejes curvados se debe a la heterogeneidad de la deformación en la zona de cizalla. Si la anisotropía planar original no presenta la misma dirección que la de la zona de cizalla, el pliegue que se forma presenta a lo largo del mismo distinta cantidad de deformación finita y por tanto los ejes de los mismos serán curvados.

Las diferencias en estilo de los pliegues de unas localidades a otras y aún dentro de una misma localidad puede interpretarse como resultado del distinto nivel de erosión a que se observa el cabalgamiento o a la distancia a que el pliegue se formó del centro de la zona de cizalla.



La existencia de más de un sistema de pliegues y esquistosidades S_2 escalonados en el tiempo puede ser el resultado de varios movimientos que habian tenido lugar en la zona de cizalla. Por otra parte, el hecho de que la vergencia (o la asimetría) de los pliegues indique un movimiento diferencial contrario al de los cabalgamientos puede deberse a que se han formado en el momento de asentamiento de los mismos y no en el momento de su avance.

Las estructuras menores asociadas con la segunda fase de deformación y formadas en la zona de cizalla de los cabalgamientos tendrían pues un largo periodo de desarrollo, comenzando con toda probabilidad antes de iniciarse los cabalgamientos y terminando con los movimientos de asentamiento de los mismos.

5. BIBLIOGRAFIA

BILLINGS, M.P. (1933).- Thrusting younger rocks over older. - Am. Jour. Sci., vol. 25, pp. 140-165.

HIGGINS, M.W. (1971).- Cataclastic rocks. Geol. Surv. Professional paper, nº 687.



HILLS, E.S. (1963).- Elements of structural geology. Methuen & Co.Ltd., 1ª Edición, London.

MARCOS, A. (1971).- Cabalgamientos y estructuras menores asociadas, originadas en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España). Brev.Geol.Astúrica, año XV, nº 4, pp. 59-64, Oviedo.

----- (1973).- Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). Trabajos de Geología, nº 6, Universidad de Oviedo.

MARTINEZ, F.J. (1974).- Estudio del área metamórfica y granítica de Los Arribes del Duero (provincias de Salamanca y Zamora). Tesis Univ. de Salamanca.

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

RAMBERG, H. (1959).- Evolution of ptygmatic folding. Norsk. Geologisk Tidsskrift, vol. 39, pp. 99-152.

RAMSAY, J.G. (1967).- Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill Co., 1 vol., 568 pp., New York.



----- & GRAHAM, R.H. (1970).- Strain variations in shear belts. Can.J.Earth Sci., vol. 7, pp. 786-813.

RIBEIRO, A. (1970).- Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Tras-os-Montes). Com.Ser.Geol.Portugal, t. LIV, pp. 115-138.

SITTER, L.U. De (1964).- Structural Geology. McGraw Hill Co., 2ª Edición, 1 vol., 551 pp., New York.

ZUURER, A. van (1969).- Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain). Leidse Geol.Med., vol. 45, pp. 1-71.



IMINSA

ANEXO:

FIGURAS Y FOTOGRAFIAS



-20074

FIGURA 1.-Principales cabalgamientos del Occidente de Asturias: cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (CBM), de Los Oscos(CO), de la Bobia(CBO), de Barayo(CB), de Montefurado(CM), de Allende(CA).

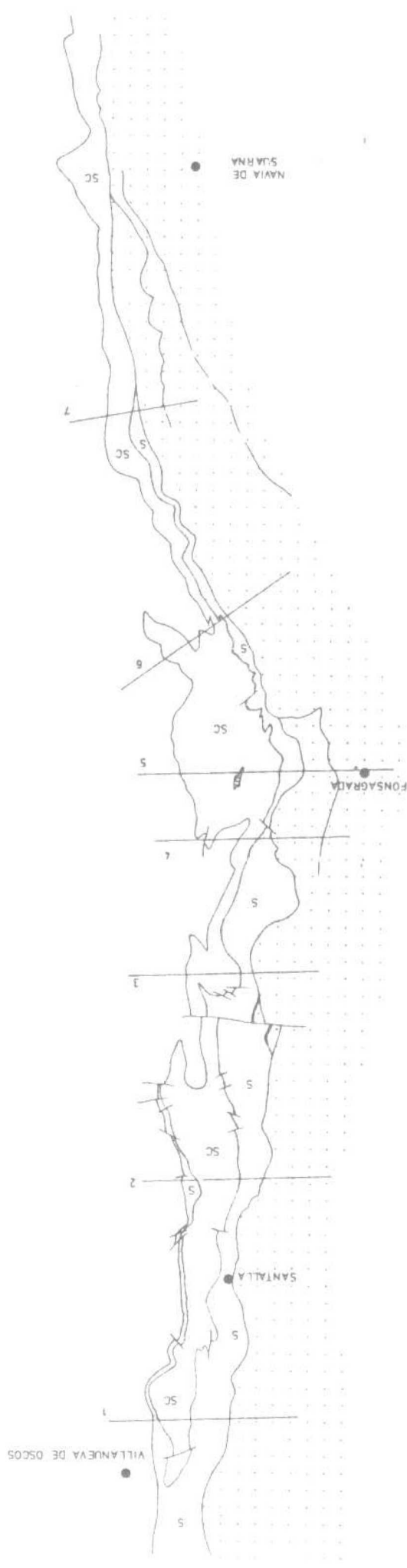
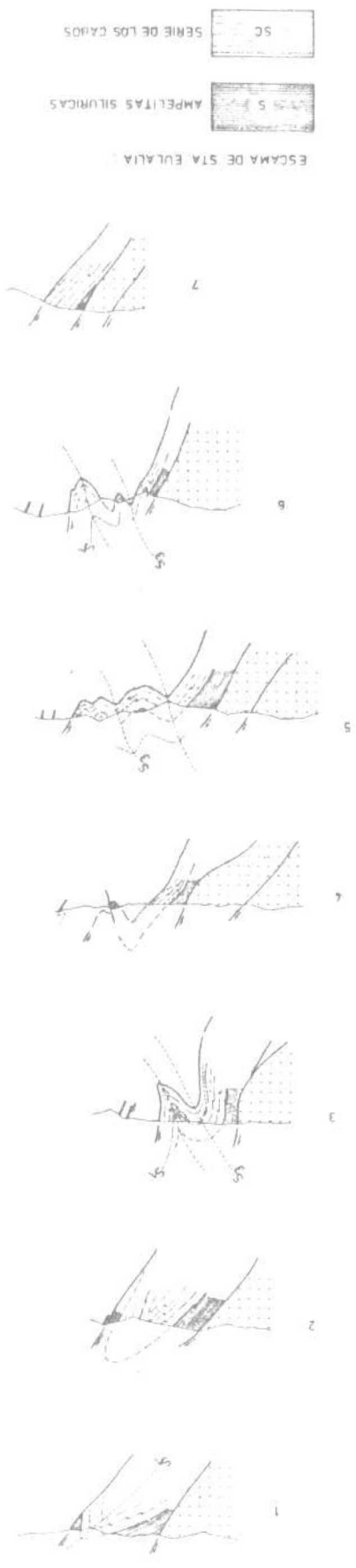


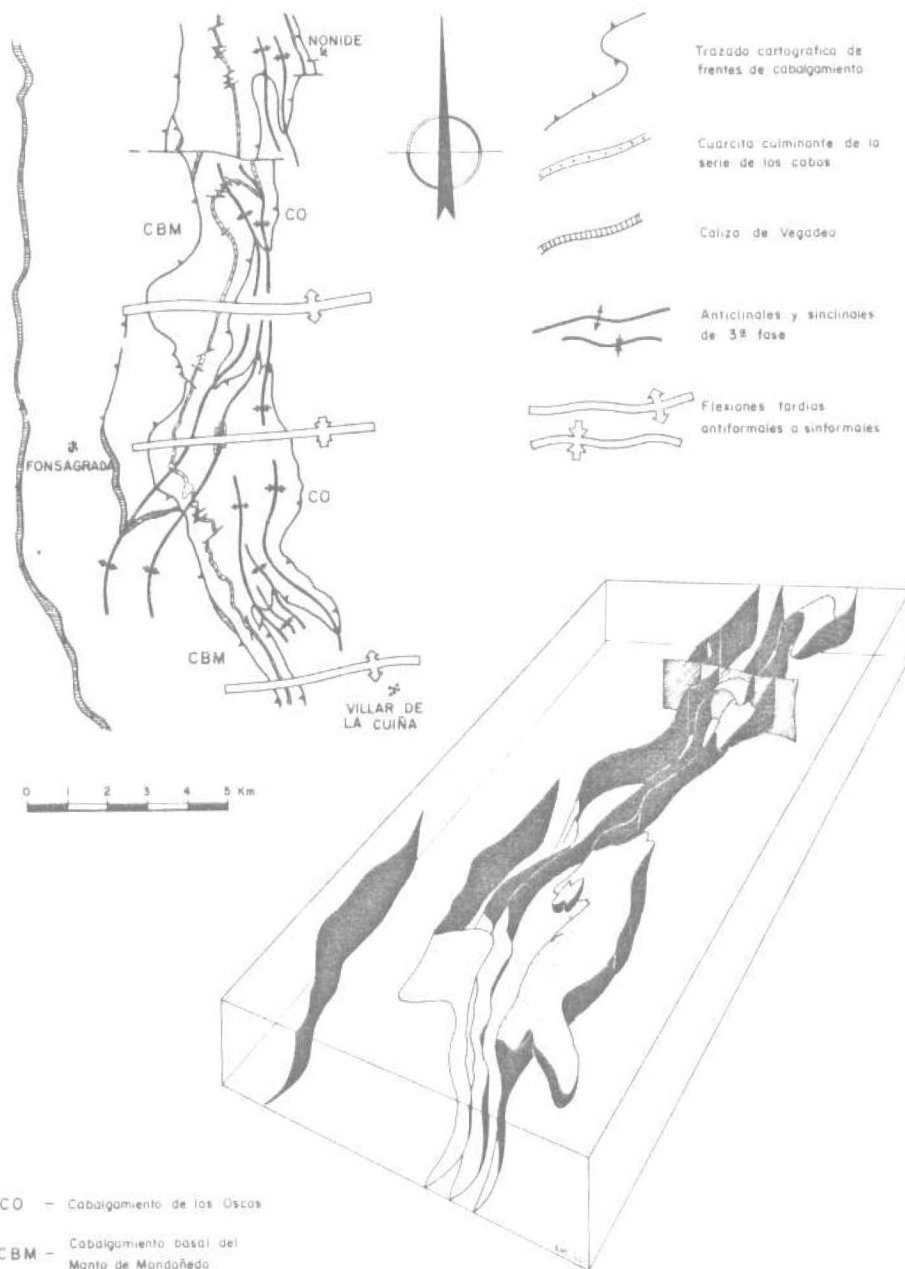
FIGURA 2

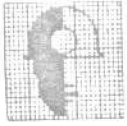




IMINSA

FIGURA 3





IMINSA

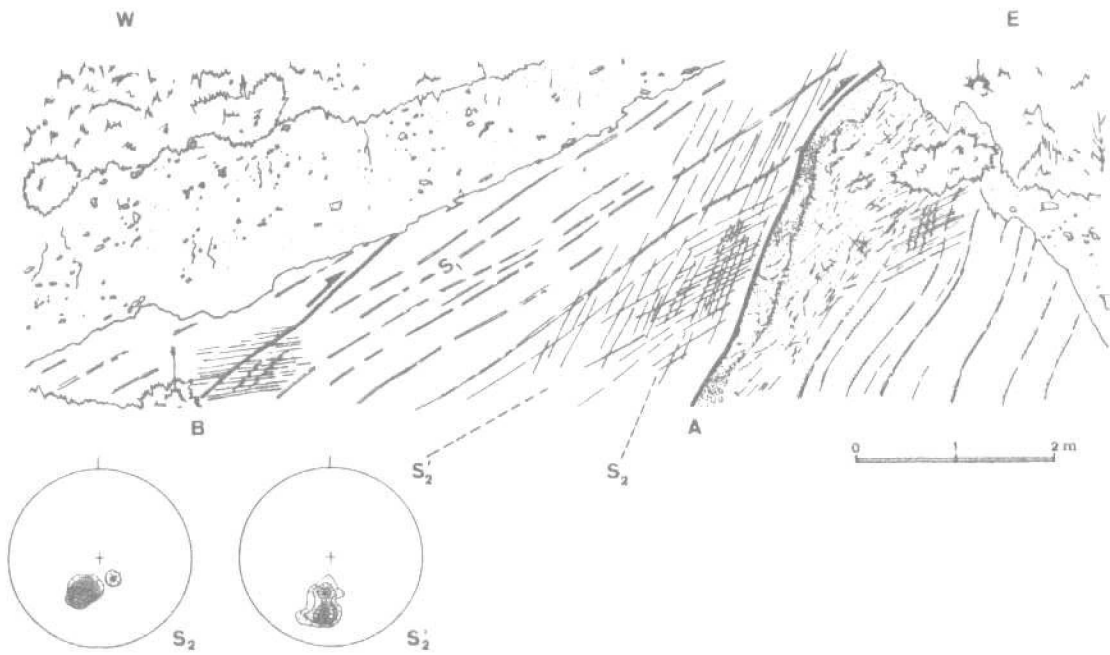
FIGURA 4





IMINSA

FIGURA 5





IMINSA

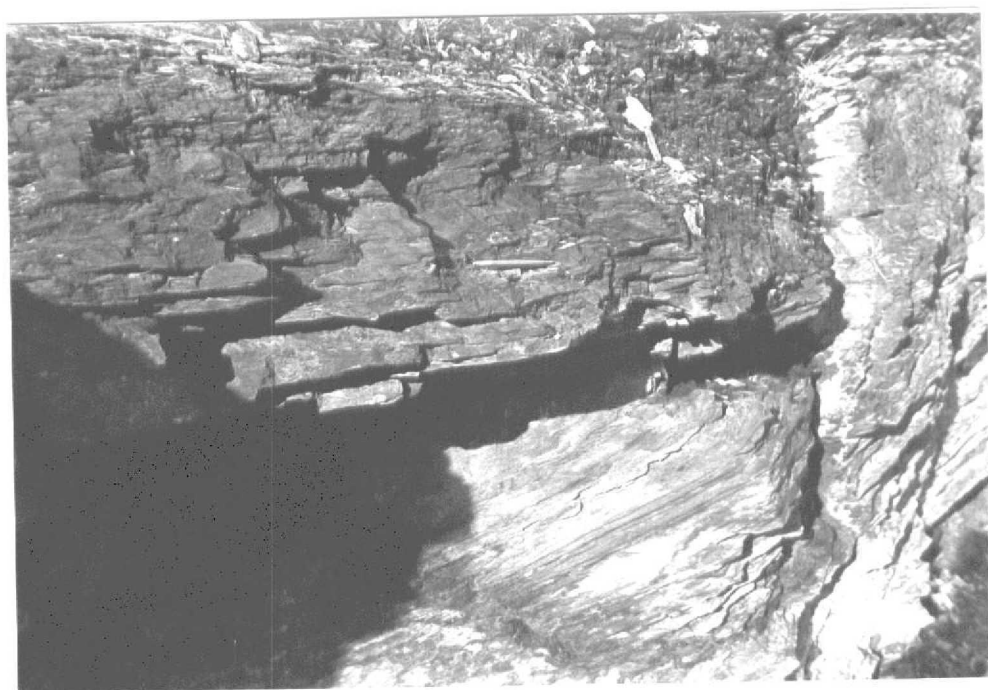


FOTO 1.-Pliegue 2 con esquistosidad de crenulación subhorizontal cerca de Santa Eufemia, al S de Villanueva de Oscos.



IMINSA

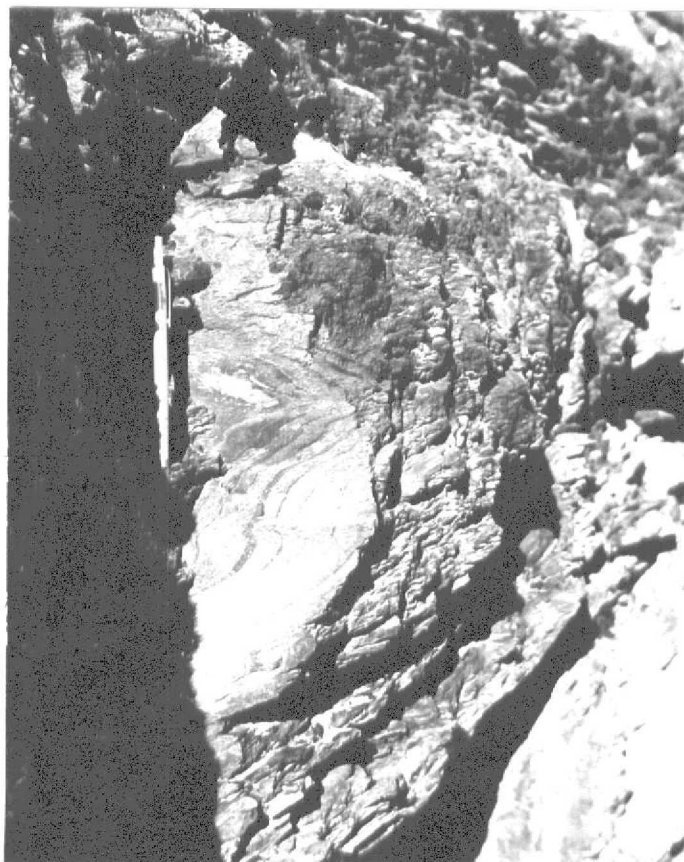


FOTO 2.- Detalle de la charnela del pliegue de la foto 1.



IMINSA



FOTO 3.- Pliegue asimétrico de segunda fase de deformación
en Puente Martíl.



IMINSA



FOTO 4.- Pliegues asimétricos de segunda fase desarrollados en ampolitas silúricas (Puente Martul).



IMINSA

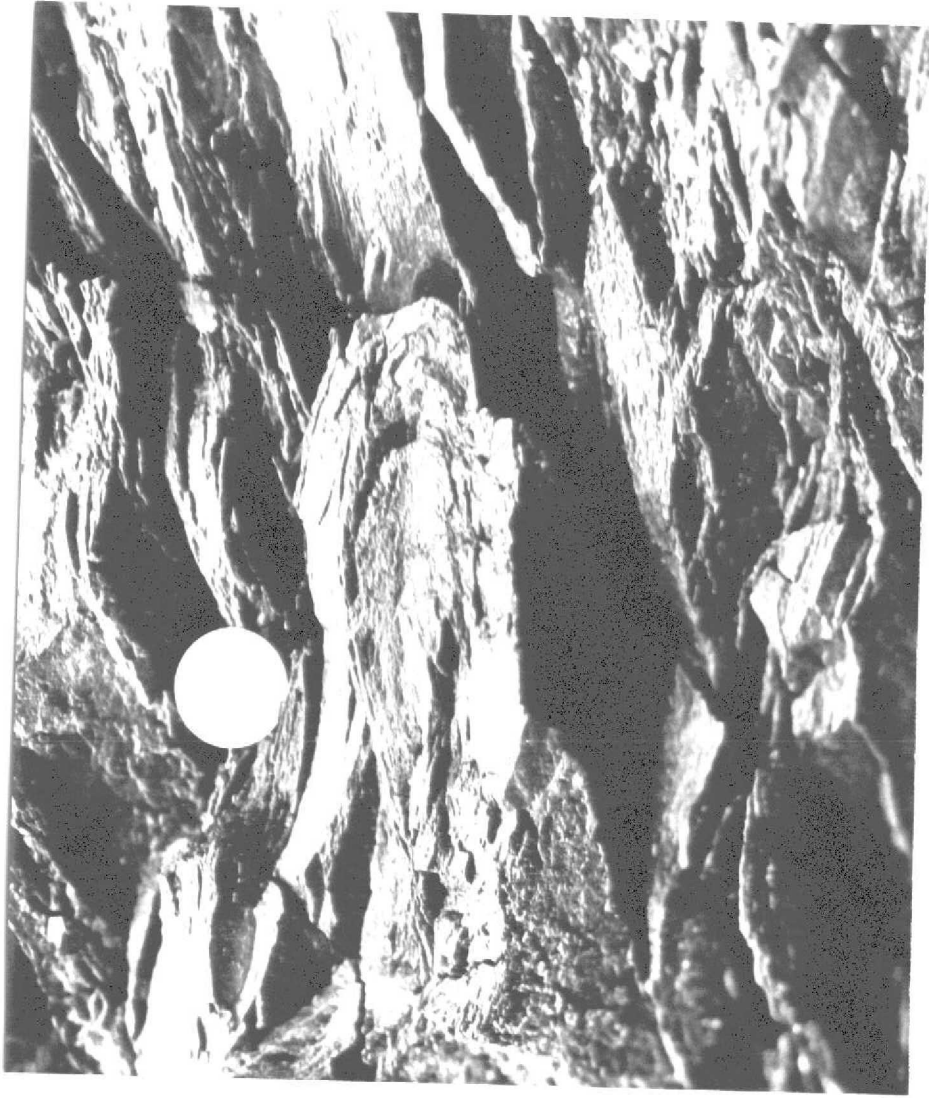


FOTO 5.- Pliegues de segunda fase en Fuente del Espejo.



IMINSA

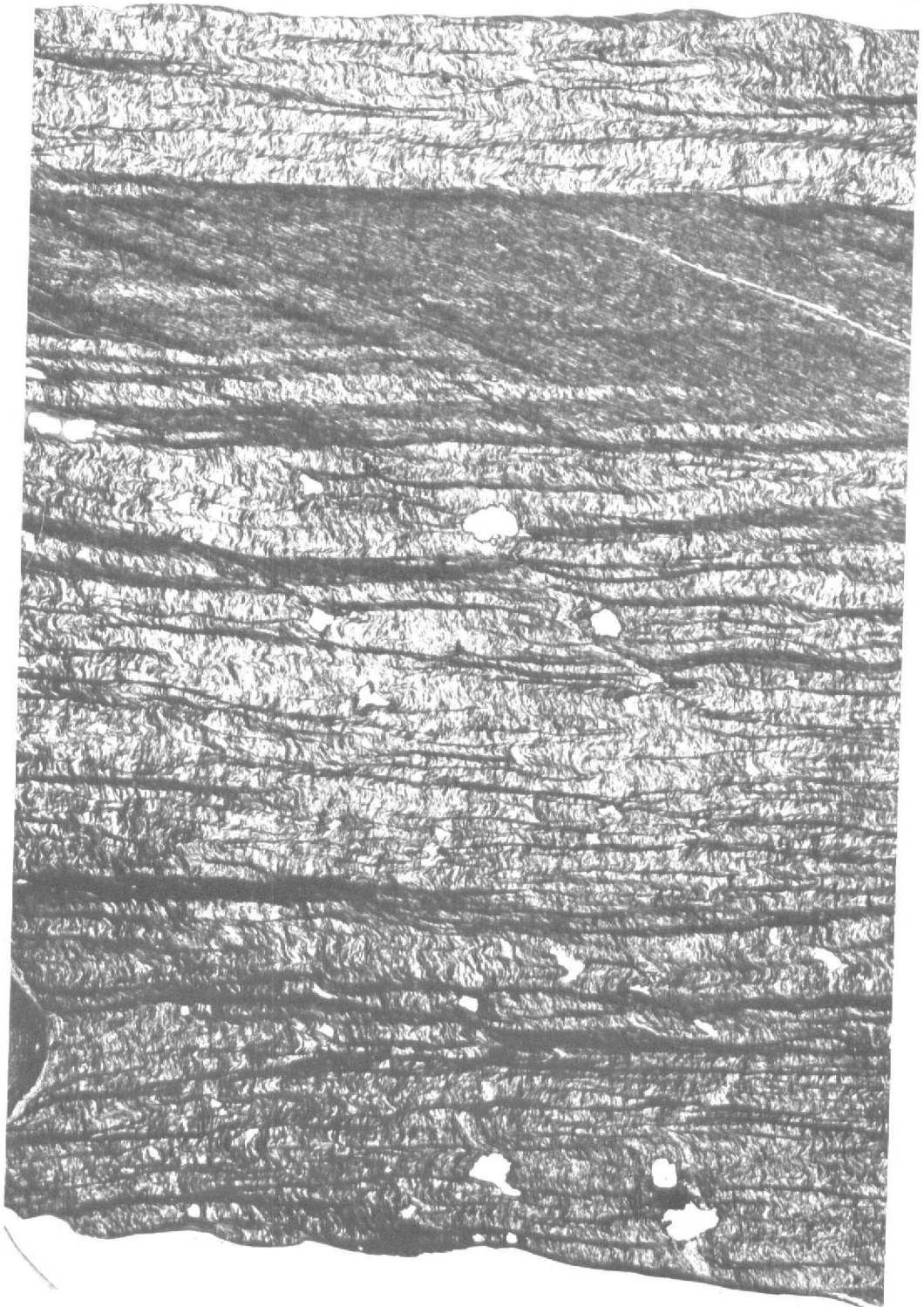
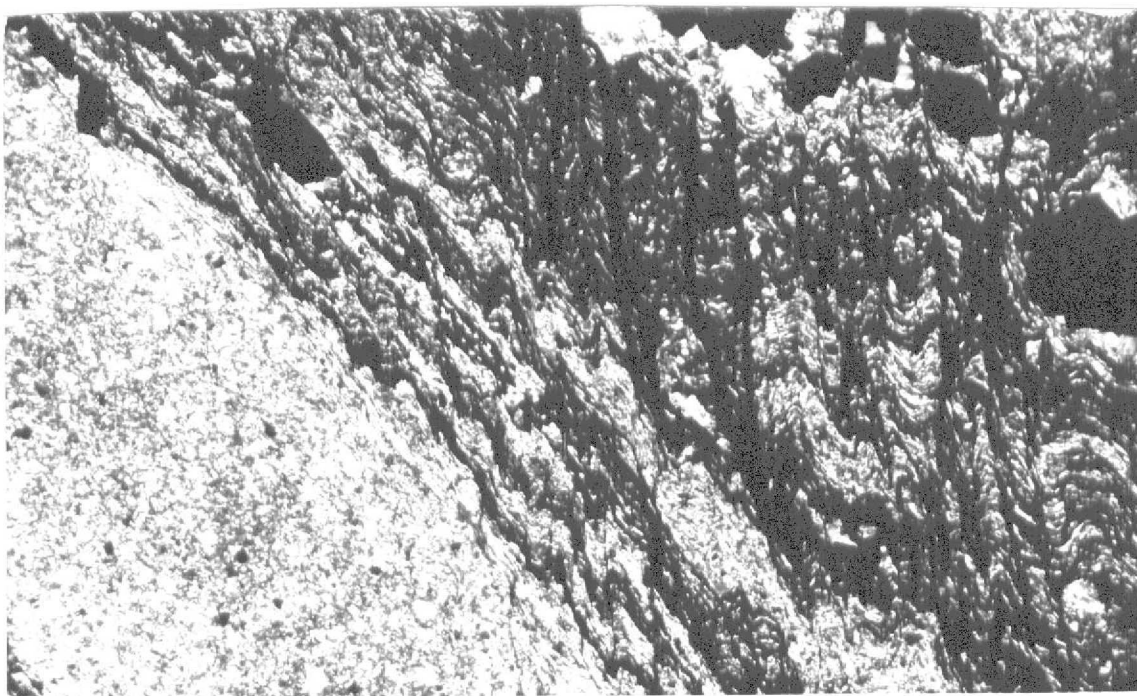
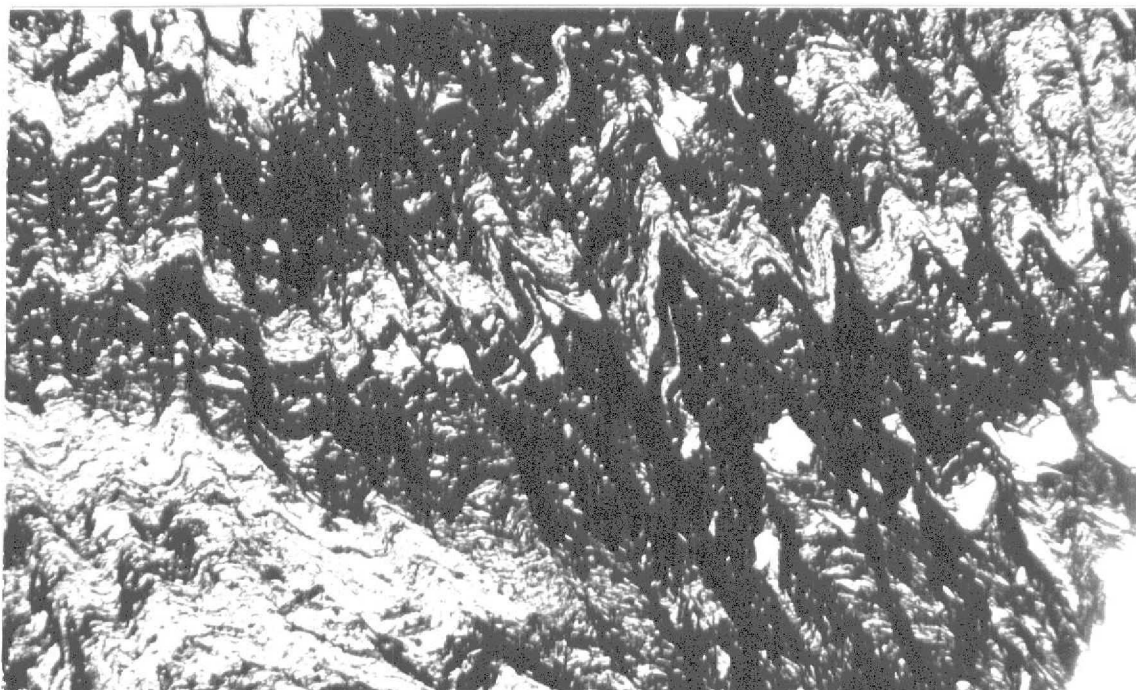


FOTO 6.- Esquistosidad de crenulación produciendo un replegamiento intenso de la esquistosidad primaria. Observe el "tectonic banding".



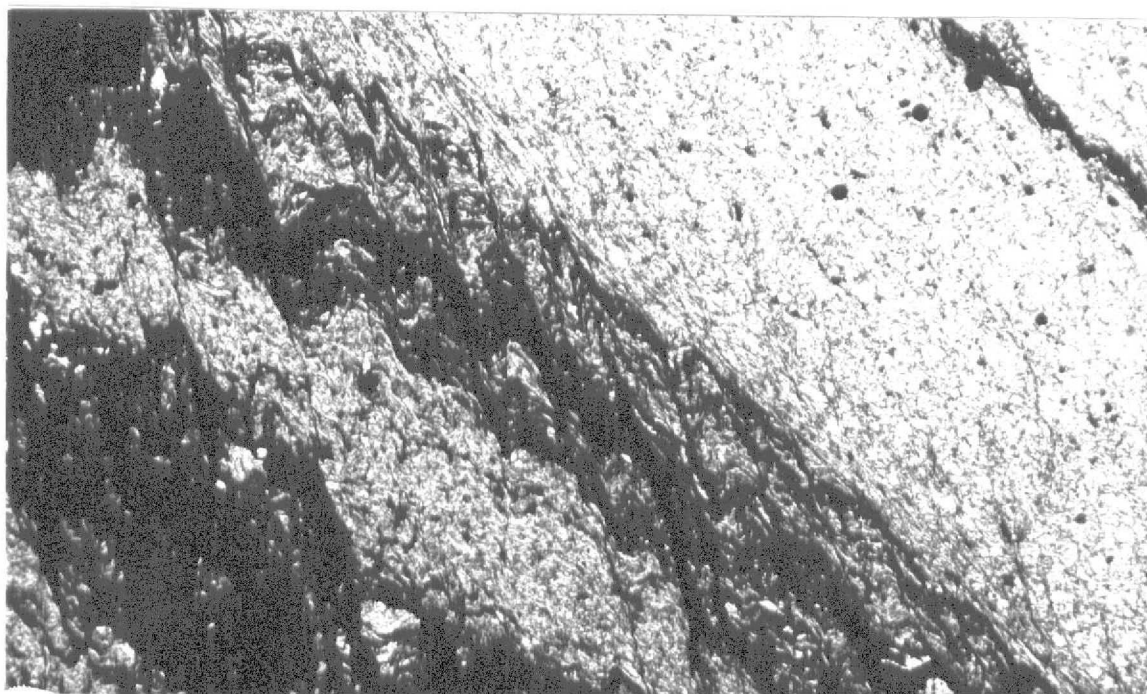
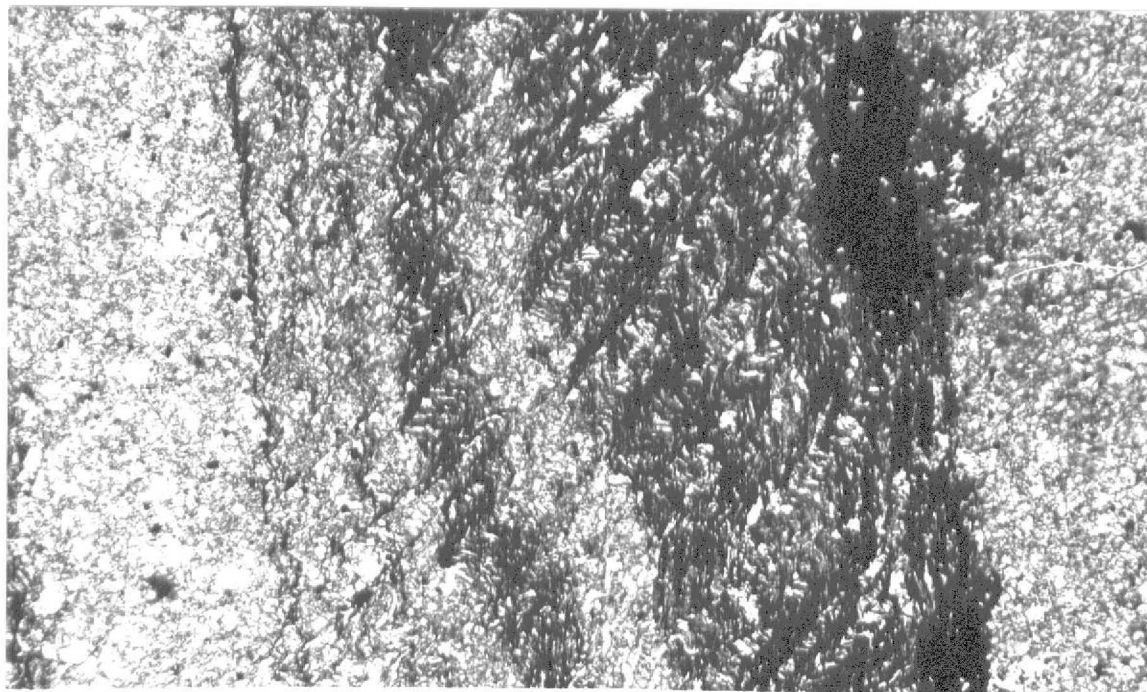
IMINSA



FOTOS 7 y 8.-Aspecto de la esquistosidad de crenulación S_2 .



IMINSA



FOTOS 9 y 10.- Aspecto de la esquistosidad S_2 .



IMINSA



FOTO 11.- "Tectonic banding" paralelo a S_2 (Puente Martul).



IMINSA



FOTO 12.- S_2 ligeramente oblicua a la esquistosidad primaria, con formación de "tectonic banding". Pizarras de Luarca cerca de Puente Martul.(x10).



IMINSA

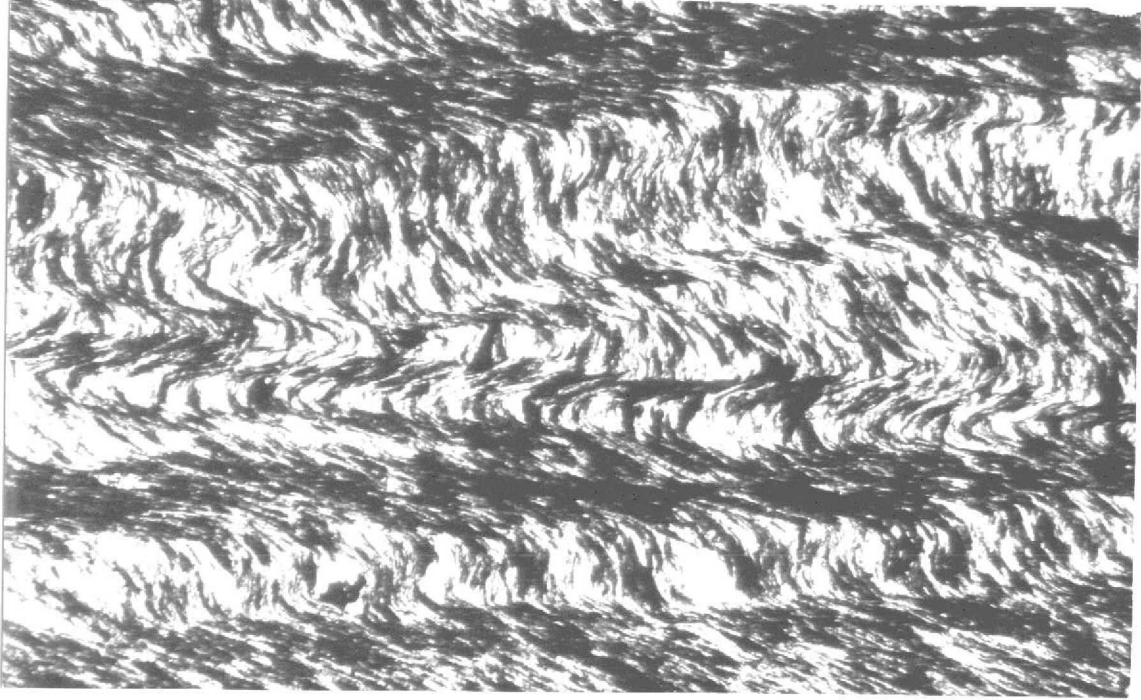
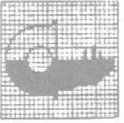


FOTO 13.—"Tectonic banding" paralelo a S_2 (Puente Martul).



IMINSA



FOTO 14.-Afloramiento mostrando dos esquistosidades S_2 .
Puente Martul.



IMINSA

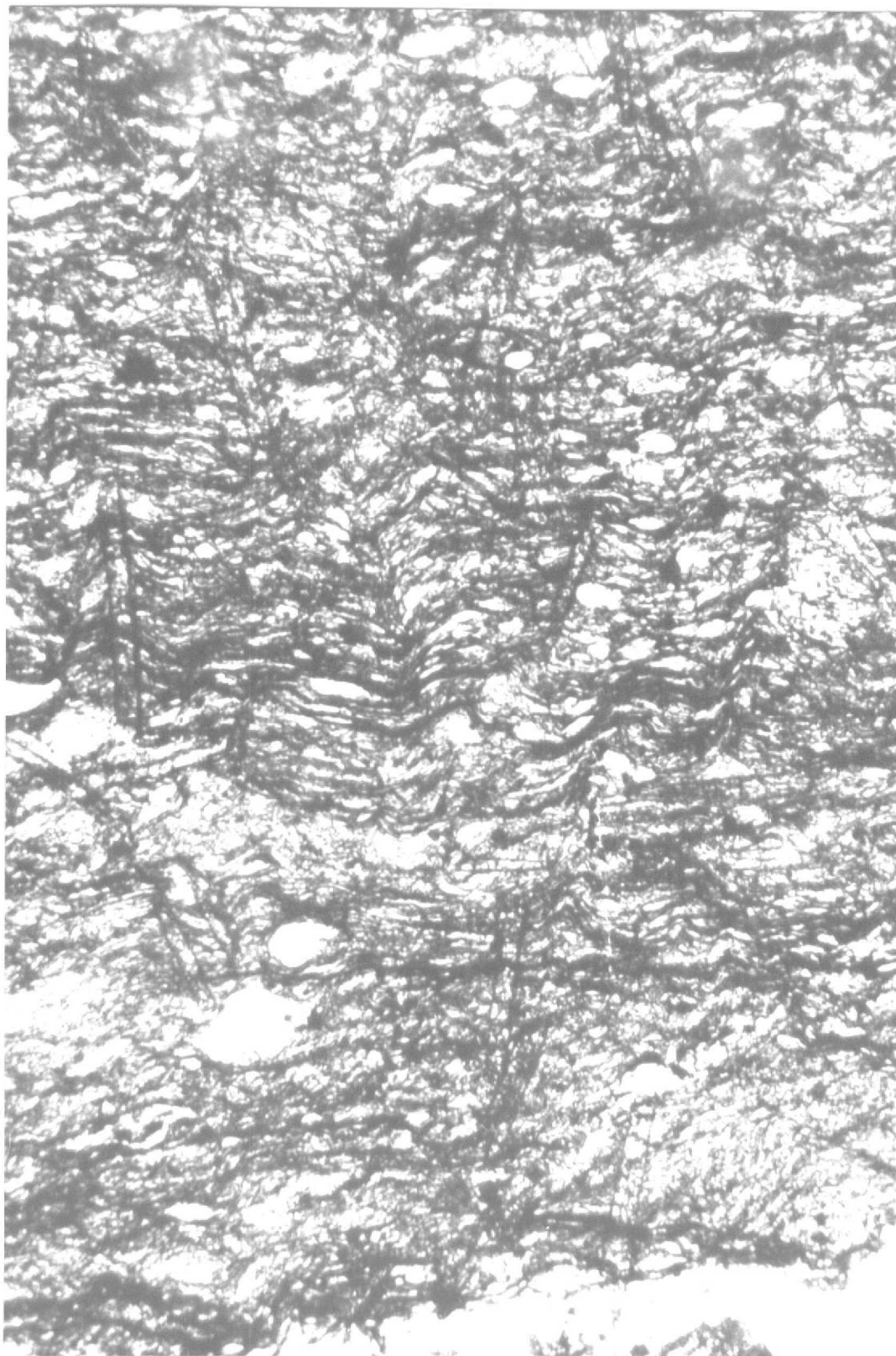


FOTO 15.-Cristales tabulares de cloritoide posteriores a la 1ª fase y orientados paralelamente a la dirección de la esquistosidad S_2 . Santa Eulalia de Ocos.



IMINSA

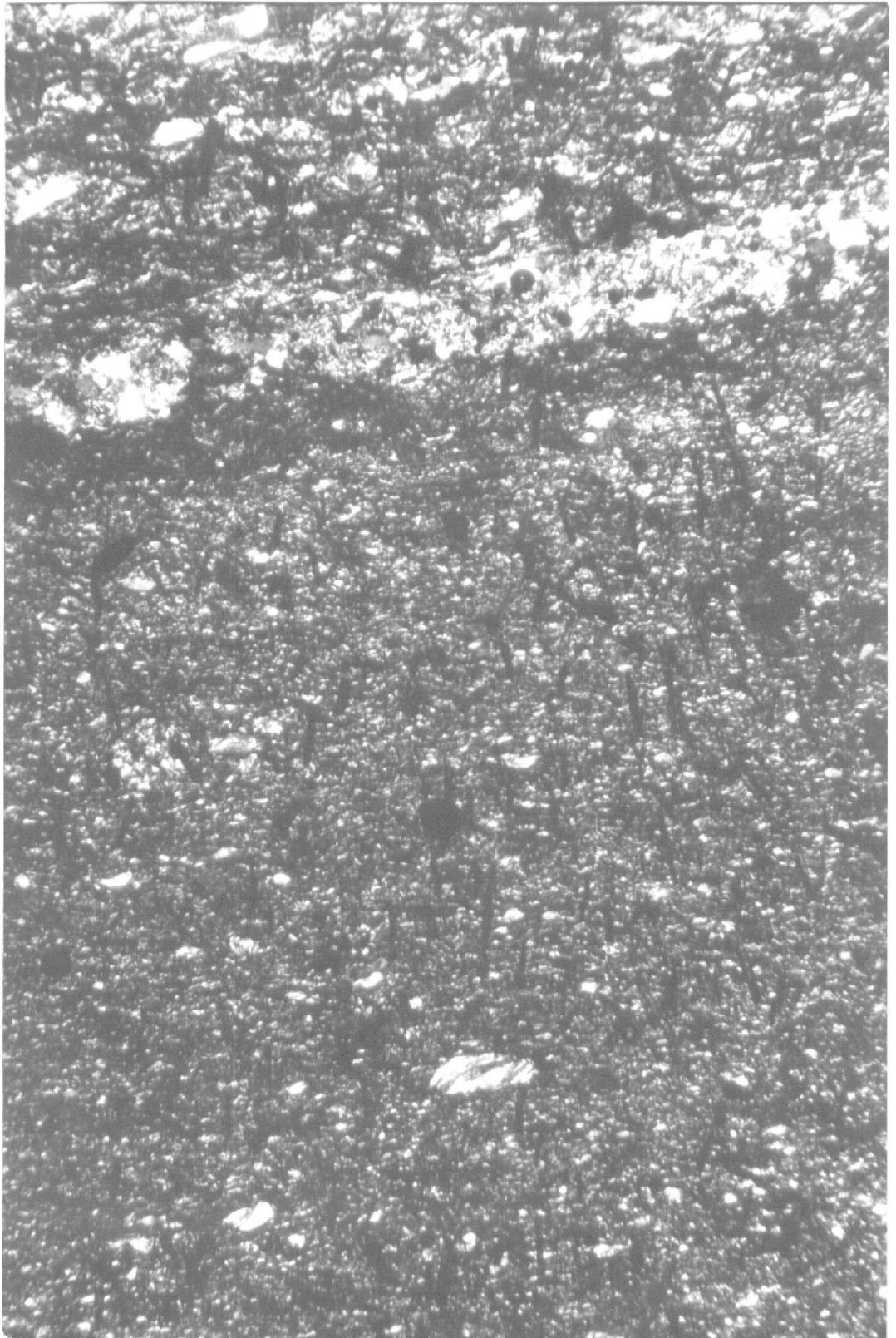


FOTO 16.-Cristales tabulares de cloritoide orientados paralelamente a S_2 . Santa Eulalia de Oscos.



IMINSA



FOTO 17.- Cristalización mimética de cloritoides tabulares
según superficies de esquistosidad S_2 . Puente Martul.



IMINSA

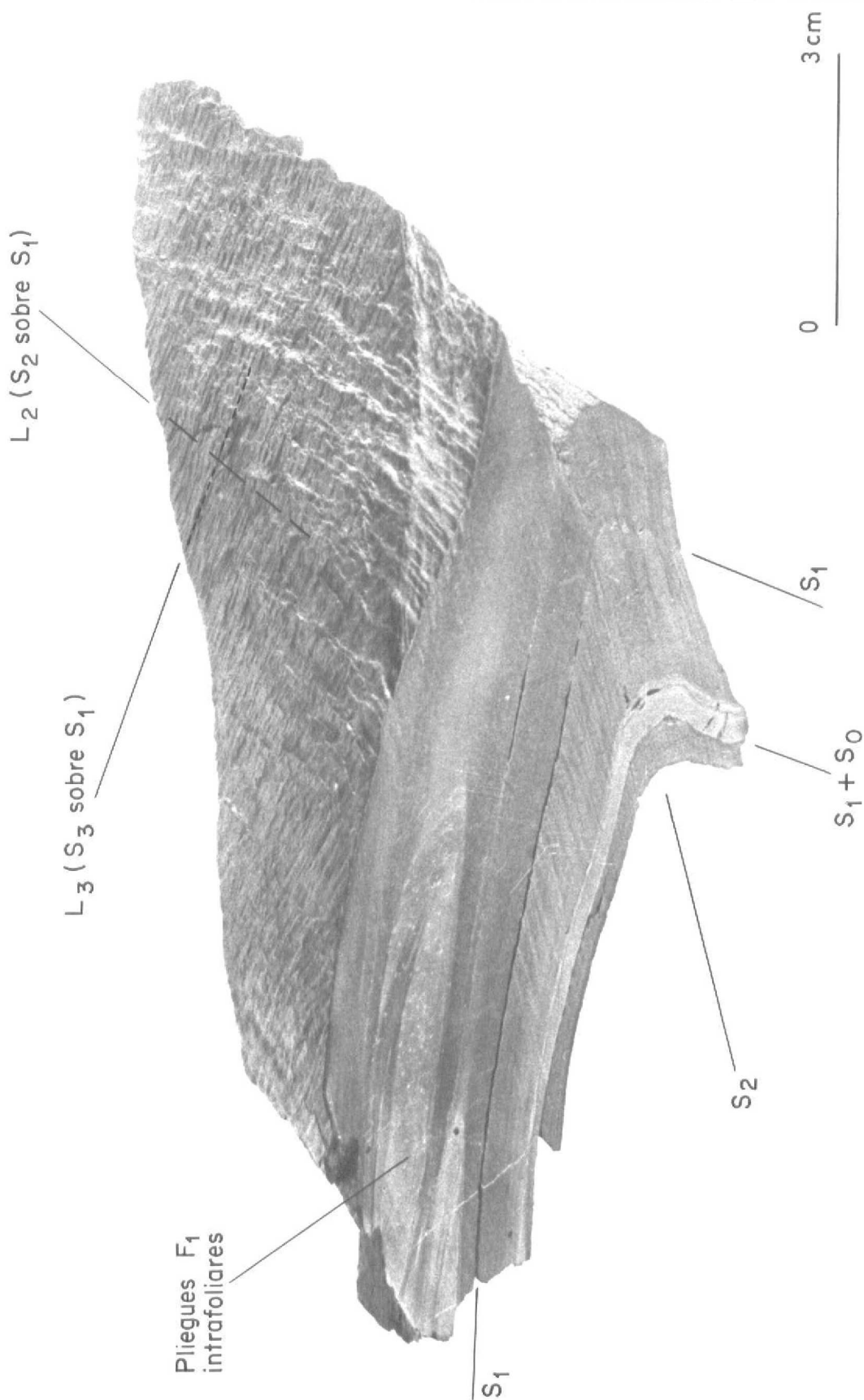


FOTO 18.-Pliegue y esquistosidad de fase 2, deformando la esquistosidad primaria y pliegues intrafoliares de fase 1 y afectado a la vez por S_3 .

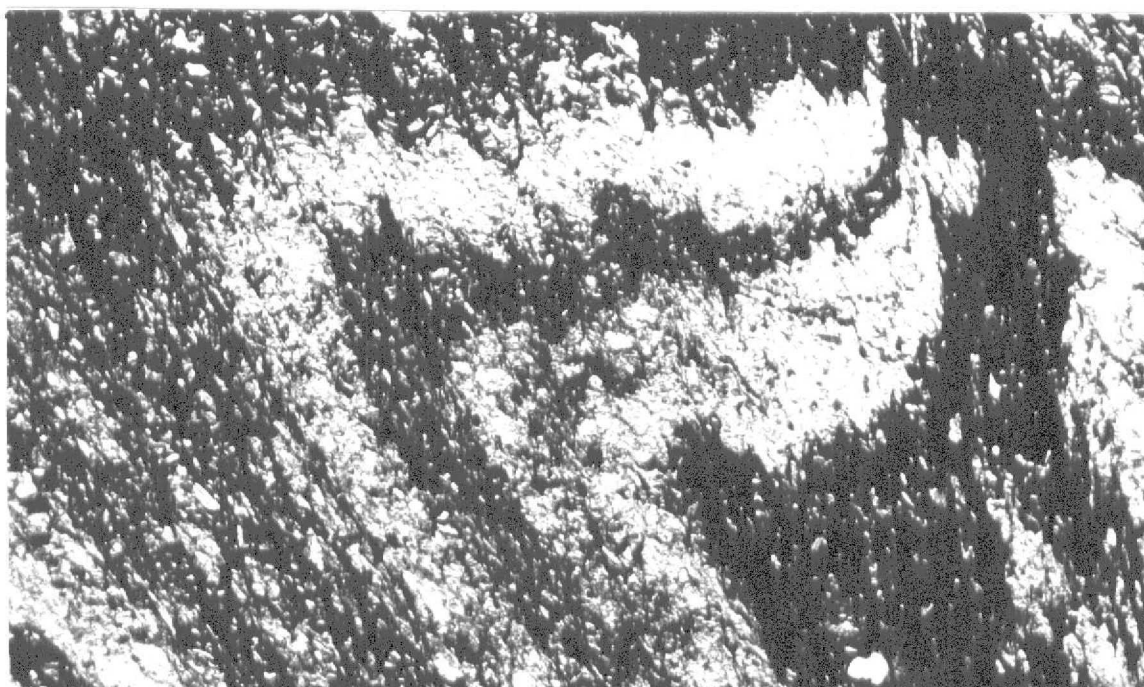


FOTO 19.- Micropliegue de 1ª fase cortado oblicuamente por la esquistosidad S_2 de crenulación. Puente Martul.