

CORTE ESTRUCTURAL DE LA RAMA SUR DE LA
ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA (ZAOL),
ENTRE EL PUERTO DEL MANZANAL Y EL TELENO.

DICIEMBRE, 1.982

INDICE

	<u>PAGINA</u>
1.- INTRODUCCION	1
2.- SITUACION GEOLOGICA	3
3.- ESIRATIGRAFIA	6
4.- ESTRUCTURA	9
4.1.- ANTICLINORIO DEL MANZANAL	10
4.2.- SINCLINAL DE CASTRILLO	16
4.3.- ANTICLINORIO DE LA SOMOZA	16
4.4.- EL SINCLINAL DE PEÑALBA Y EL ANTICLINAL DEL TELENO	19
4.5.- LOS CABALGAMIENTOS	22
4.6.- INTERFERENCIA DE PLIEGUES	24
4.7.- LAS ESQUISTOSIDADES EN LA REGION ESTUDIADA	25
4.7.1.- LA ESQUISTOSIDAD S_1	25
4.7.2.- ESQUISTOSIDAD S_3	26
4.8.- LAS DEFORMACIONES TARDIAS	26
5.- EL METAMORFISMO	32
6.- VARIACIONES ESTRUCTURALES A TRAVES DEL AREA ESTUDIADA	34
7.- BIBLIOGRAFIA	37

1.- INTRODUCCION

El objeto de este trabajo, consiste en establecer la estructura en un corte transversal de la rama Sur de la zona Asturoccidental-Leonesa entre la zona del Puerto del Manzanal y la del Teleno. El interés de este corte, consiste en establecer con detalle la estructura de una región poco conocida que comprende la zona limítrofe entre las hojas del mapa topográfico a escala 1: 50.000 de Bembibre, Benavides de Orbigo, Lucillo, Astorga, Castrocontigo y La Bañeza. Un gran número de los datos que aquí van a tomarse en consideración procede de los mapas geológicos de las hojas anteriormente citadas. (VELANDO, F. et al. 1.973; VARGAS, I. et al. (in litt.) ; MATAS, J. et al. (1978) VARGAS, I. et al. (in litt.); MATAS, J. (1978); VARGAS, I. et al. (in litt.).

La mayor parte de los trabajos y las mayores aportaciones al conocimiento geológico de la Zona Asturoccidental-Leonesa han tenido lugar en lo

que va de la segunda mitad de este siglo. Las referencias anteriores son muy escasas y mucho más aquellas que se refieren a la rama Sur de esta zona. Las primeras publicaciones sobre la rama Sur proceden de CASIANO DE PRADO (1.862), MONREAL (1.879) y HERNANDEZ SAMPELAYO (1.915, 1.922, 1.935, 1.942) que aportan datos puntuales de índole paleontológico o estratigráfico y algunos mapas y cortes; otras obras de tipo recopilativo se deben a MALLADA (1.896) y HERNANDEZ PACHECO (1.912). Es muy posteriormente a estas citas cuando comienzan a publicarse los primeros trabajos de carácter estratigráfico, estructural metamórfico referidos a toda la Zona Asturoccidental-Leonesa. Así cabe destacar los trabajos de LOTZE (1.945 a,b, 1.958) LLOPIS y FONBOTE (1.959), WALTER (1.963, 1.965, 1.966, 1.968), RIEMER (1.963, 1.965, 1.966), CAPDEVILLA (1.967), MATTE (1.968), NOLLAU (1.968. Más recientemente existen numerosas publicaciones que han presentado un conocimiento muy avanzado de esta zona (MARCOS, 1.973, PEREZ-ESTAUN, 1.978, BASTIDA, F. 1.980, PULGAR, J. 1.980 y MARTINEZ CATANAN 1.981 entre otros).

2.- SITUACION GEOLOGICA

La transversal estudiada como ya ha sido expresado anteriormente se sitúa dentro de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa y de acuerdo en la división en dominios paleogeográficos que en ella se han establecido (MARCOS, 1.973, PEREZ-ESTAUN, 1.978) Los materiales presentes en esta zona corresponden al Dominio del Navia y Alto Sil y al Dominio del Manto de Mondoñedo-Peñalba. Así toda la parte situada al Norte del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo corresponde al primero de estos Dominios caracterizado por presentar una secuencia espesa de materiales Cambro-Ordovícicos y una sucesión completa durante el Ordovícico Medio-Inferior. En la región situada al Sur de este cabalgamiento (Dominio de Mondoñedo-Peñalba). La sucesión Cámbrico-Ordovícico Inferior es muy reducida y la del Ordovícico Medio y Superior es incompleta.

Las estructuras mayores que se reconocen en este sector de la rama Sur se corresponden lateralmente con otras de la parte más Occidental y Norte como se esquematiza en la figura 1.

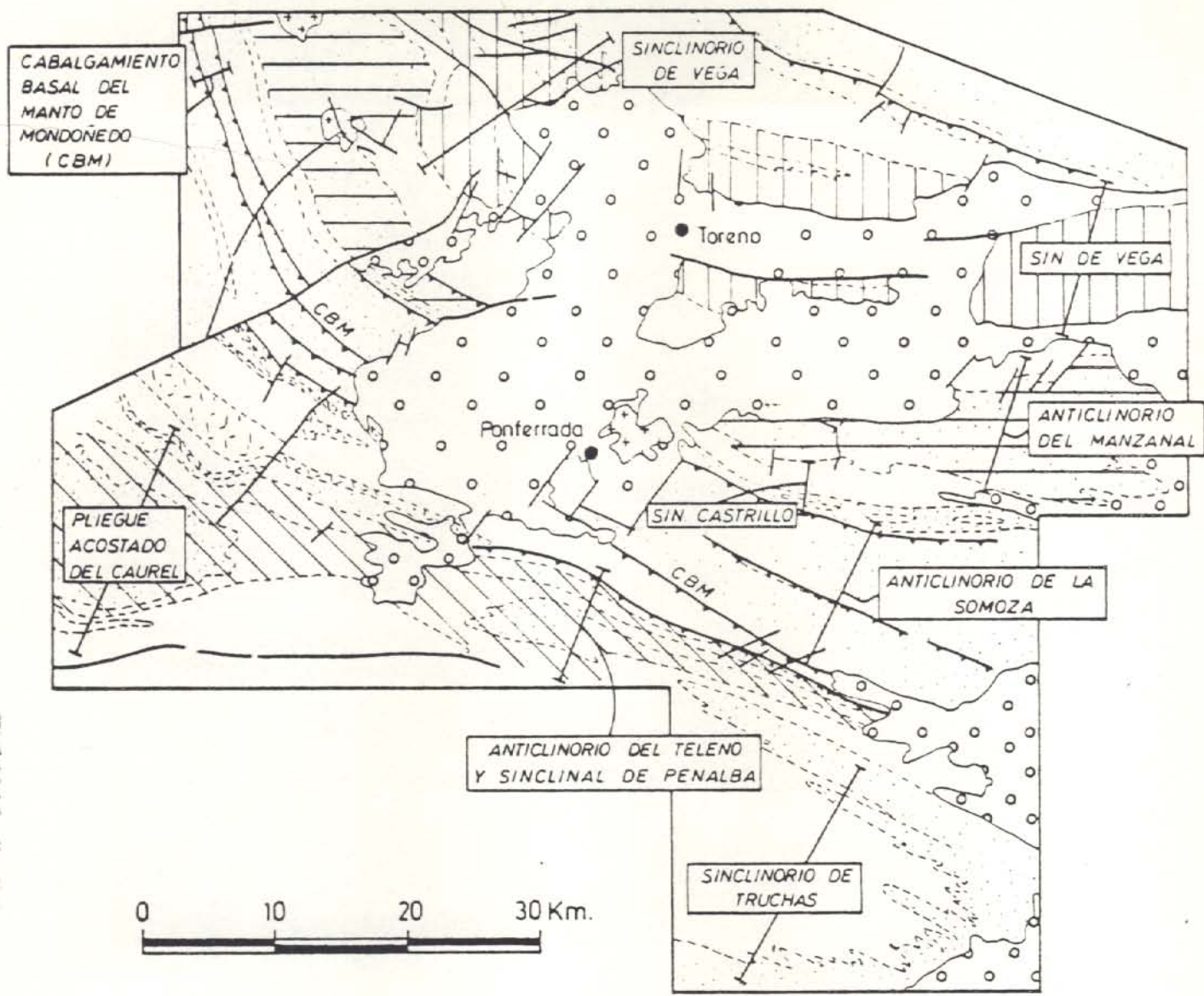


Fig. 1.- Esquema geológico de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-leonesa, mostrando las denominaciones de las diferentes estructuras y la relación entre las mismas en ambos lados de la depresión del Bierzo. Las areas punteadas corresponden a la Serie de los Cabos y las que presentan círculos a materiales estefanienses y postpaleozóicos.

3.- ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía básica para esta zona ha sido establecida por PEREZ-ESTAUN (1.974 a,b, 1.978) y en las hojas del mapa geológico de España a escala 1: 50.000 que abarcan el área de estudio. En estos trabajos se establece la sucesión de materiales para los diferentes Dominios y se llega a la reconstrucción idealizada del ciclo de sedimentación durante el Paleozoico Inferior.

Para el presente estudio, de índole estructural, es necesario tener en cuenta las sucesiones de los distintos sectores de esta región ya que representa la anisotropía inicial que va a ser deformada y por tanto va a controlar la morfología de las estructuras resultantes. De este modo en la fig. 2 se establece una serie de columnas sintéticas obtenidas a lo largo del corte en que se muestran las variaciones en litología y espesor que presentan las diferentes formaciones a lo largo

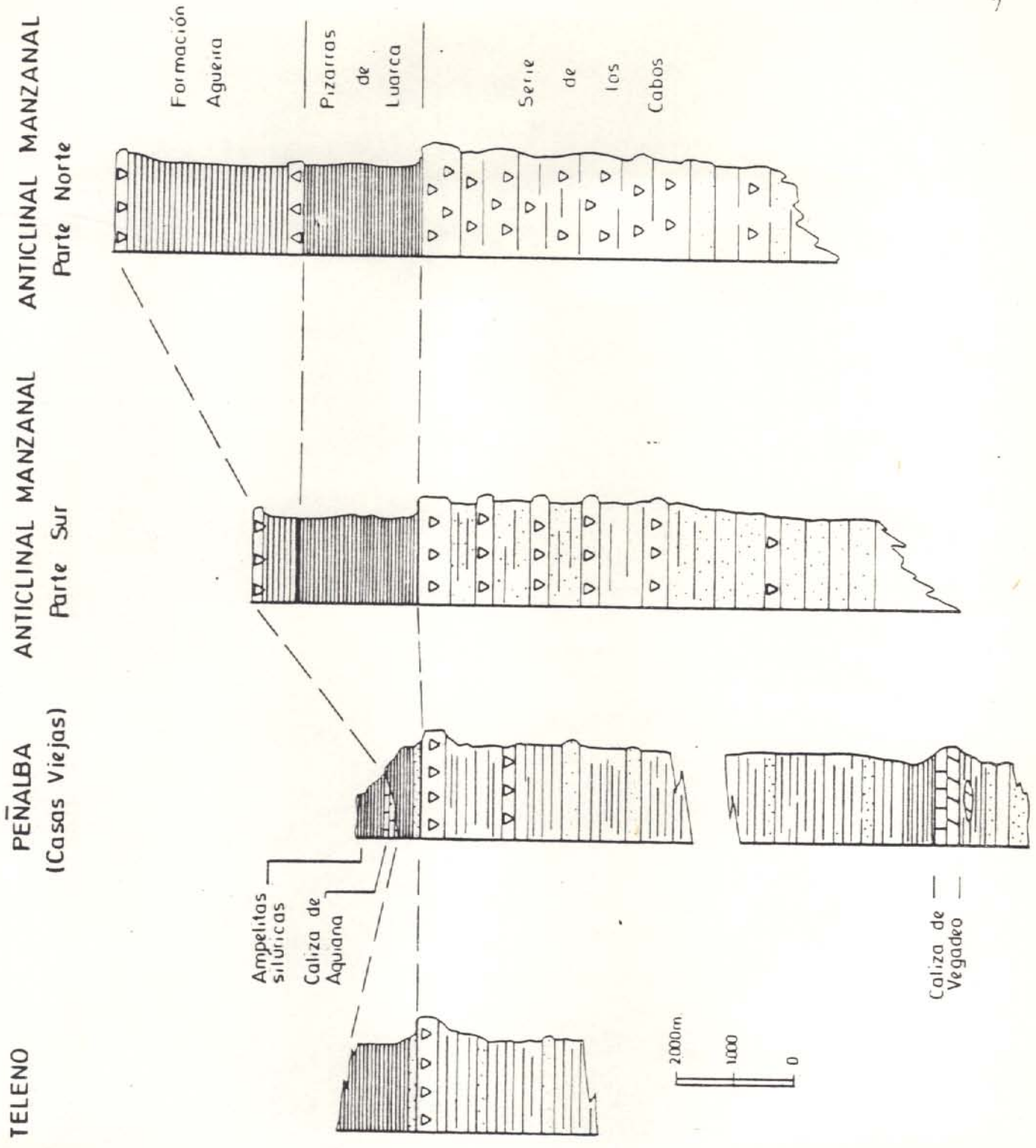


Fig. 2.- Columnas estratigráficas representativas de diferentes áreas de la zona estudiada. La Serie de los Cabos se hace mas cuarcítica hacia el N del área estudiada (derecha de la figura).

del área estudiada. Así la Serie de Los Cabos en el sector Norte del anticlinorio del Manzanal presenta sus últimos 2.000 m. constituídos exclusivamente por bancos potentes de cuarcitas, mientras que al Sur de esta misma estructura el porcentaje de bancos de cuarcita es menor. La Serie de Los Cabos en el sector de Casas Viejas (SW de la hoja de La Bañeza) y en el Dominio de Truchas es fundamentalmente pizarrosa con escasas intercalaciones de cuarcitas; por otra parte, el miembro superior presenta menos espesor que en el sector Norte del área. La Serie de Transición es apenas existente en el sector Norte del Dominio del Navia y Alto Sil, mientras que en el dominio de Truchas este siempre se presenta con espesores variables.

Las Pizarras de Luarca presentan variaciones en espesor, desde 1.000-1,500 m. en el Dominio del Navia y Alto Sil a 100 m. en el Dominio de Mondoñedo-Peñalba y 500 m. en el Dominio de Truchas. La Formación Agüeira presenta variaciones ya dentro del Sector del Navia y Alto Sil presentando un espesor de 1.500 m. en el sector N y 300 m. en el Sinclinal de Castrillo. En el Dominio de Mondoñedo-Peñalba esta formación no está representada.

Las diferencias litológicas a que se hace referencia suponen una variación en la anisotropías inicial del cuerpo reológico a deformar sobre todo en dos aspectos:

I.- Variación del porcentaje de cuarcitas y espesor de la Serie de Los Cabos de N a Sur

II.- La existencia de dos cuerpos de distinta competencia, con comportamientos reológicos diferentes, uno de ellos, el inferior, principalmente cuarcítico (Serie de Los Cabos), y el superior — ~~fundamentalmente~~ pizarroso (Pizarras de Luarca, Formación Agüeira y las pizarras silúricas); este contraste puede condicionar el tamaño y geometría de las estructuras del corte.

4.- ESTRUCTURA

Tal como puede observarse en la cartografía que se adjunta, a través del área estudiada se ha evidenciado la existencia de una serie de estructuras tectónicas de la dirección general E-W que de Norte a Sur son las siguientes:

- ANTICLINARIO DEL MANZANAL.
- SINCLINARIO DE CASTRILLO.
- ANTICLINARIO DE LA SOMOZA.
- SINCLINAL DE PEÑALBA.
- ANTICLINAL DEL PUENCO.

Debido principalmente a que el nivel de erosión es relativamente profundo, los materiales que afloran en toda esta región corresponden a:

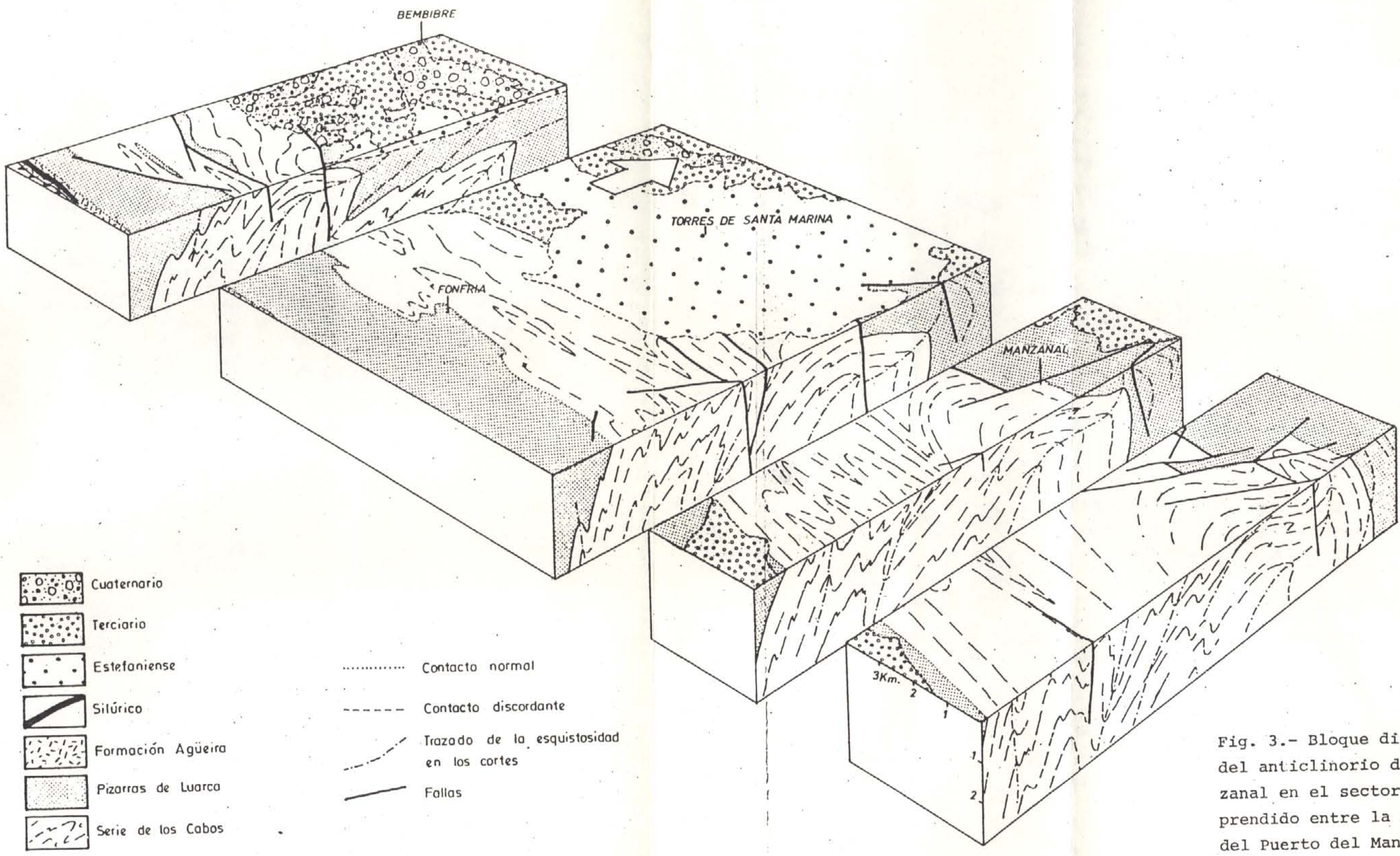
principalmente a la Serie de los Cabos que afloran en el núcleo de los anticlinales.

El corte transversal realizado a lo largo de la serie estudiada nos muestra unas estructuras complejas ya que éstas, como se ven más adelante, son el resultado de una deformación polifásica que comprende dos fases de plegamiento y la presencia de estructuras tangenciales de tipo cabalgamientos. Estos cabalgamientos cortan el primer sistema de pliegues y son afectados por el segundo. Entre estos cabalgamientos destaca por su desplazamiento y continuidad (puede definirse desde la costa cantábrica hasta la Sierra de Casas Viejas) el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (fig. 1). Existen además otros cabalgamientos de menor importancia como los que cortan al anticlinorio de la Somoza en su parte frontal y en la parte central.

4.1.- ANTICLINORIO DEL MANZANAL

Esta estructura de dirección E-W aflora entre los materiales Terciarios de la meseta (Hoja de Benavides) y los materiales Estefanienses y Terciario del Bierzo (Hoja de Bembibre) que lo cubren discordantemente. En el núcleo afloran los materiales de la Serie de los Cabos, presentando una anchura de afloramiento de 12 Km. en su parte más oriental y 4-5 en la parte más occidental, esta diferencia en anchura es por una parte debida a su terminación ^{periclinal} ~~periclinal~~ hacia el W y por otra a la existencia de fallas NNE-SSW que hundan el flanco occidental.

En la figura 3, se ha representado un bloque diagrama tridimensional en el que se ha prescindido del relieve para mostrar lo estructura del anticlinorio del Manzanal y su evolución lateral en sucesivas cortas. Este anticlinorio es el resultado de la superposición de dos fases de plegamiento que se evidencia por el replegamiento que sufre la esquistosidad desarrollada en relación con los pliegues de la 1ª generación y las diferentes posiciones que ocupan los planos axiales. Así la posición del plano axial de los primeros pliegues varía de Sur a Norte, ocupando al Sur una posición subvertical variando de posición progresivamente a medida que se va hacia el Norte hasta llegar a estar basculados al Norte en la parte más septentrional del anticlinorio.



-  Cuaternario
-  Terciario
-  Estefaniense
-  Silúrico
-  Formación Agüeira
-  Pizarras de Luarca
-  Serie de los Cabos





-  Contacto normal
-  Contacto discordante
-  Trazado de la esquistosidad en los cortes
-  Fallas

Fig. 3.- Bloque diagrama del anticlinorio del Manzanal en el sector comprendido entre la zona del Puerto del Manzanal y la de Matavenero (Sur de Bembibre).

Observando estos cambios se pone de manifiesto la existencia de un amplio anticlinal seguido de un sinclinal en la parte septentrional que corresponden a los segundos pliegues. La interferencia entre las dos fases de plegamiento da lugar a la forma de "gancho" que presenta el gran pliegue del Manzanal y el de Matavenero.

La fig. 4, obtenida a partir de la fig. 3, presenta de una forma idealizada el resultado de la interferencia entre estos pliegues deduciendo la estructura que debe existir por debajo de la cuenca estefaniense de Bembibre.

Entre los pliegues de 1ª generación del anticlinorio del Manzanal pueden distinguirse dos órdenes de tamaño, los pliegues de orden ~~mayor~~ ^{mayor} son dos grandes anticlinales (El de Veldedo-Matavenero al Sur y el del Manzanal al N) separados por un sinclinal, estos pliegues tienen tamaño kilométrico siendo la distancia entre sus planos axiales de 3-4 Km.. Los pliegues de orden ~~menor~~ ^{menor} se encuentran solamente como parásitos del anticlinal de Veldedo-Matavenero, tratándose de pliegues de orden hectométrico. Son prácticamente inexistentes los pliegues a escala de afloramiento. La inexistencia de pliegues de orden mayor en relación con el anticlinal del Manzanal se debe a la existencia de un cambio lateral de facies en la parte alta de la Serie de los Cabos que presenta unos porcentajes de cuarcitas ^{mayores} al Norte que al Sur, lo que da lugar a pliegues de escala kilométrica en ~~ese~~ ^{eso} sector.

Los grandes pliegues ya citados son asimétricos con un flanco normal más desarrollado que el inverso.

Paralelamente al plano axial de estos pliegues se desarrolla una esquistosidad que se encuentra generalizada en toda la región. La posición original de esta esquistosidad y por tanto del plano axial debió ser muy ligeramente inclinada al Sur (0º 30º) ya que de lo contrario no habría podido plegarse posteriormente. Los pliegues son cilíndricos y sus ejes son subhorizontales, el ángulo entre flancos se sitúa entre los 60º y 70º. Este ángulo ha sido calculado a partir de los datos de buzamiento de los flancos de los pliegues menores del anticlinal de Veldedo

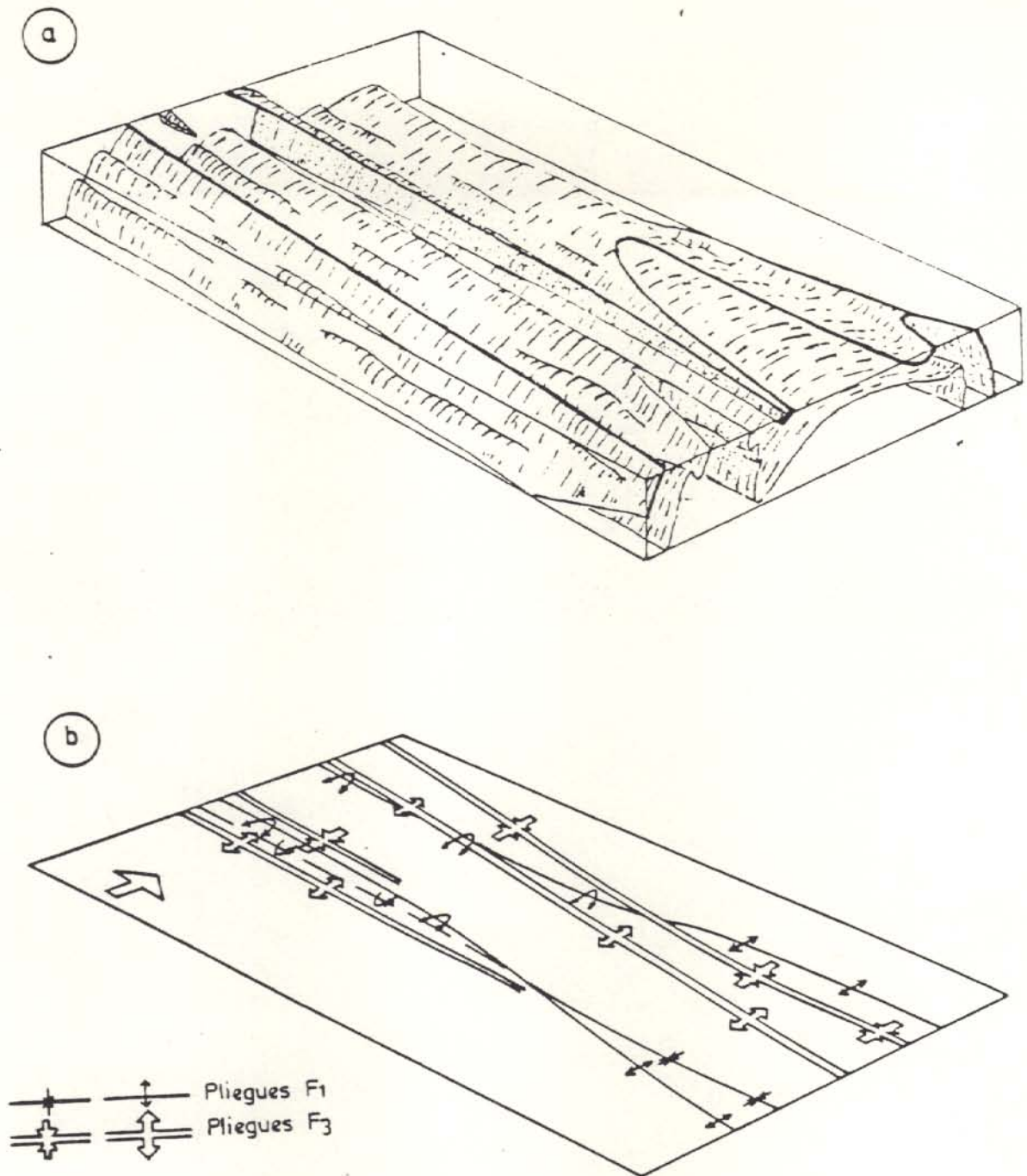


Fig. 4.- a) Bloque diagrama idealizado obtenido a partir de la Fig. 3, en que se ha representado tridimensionalmente la geometría del anticlinorio del Manzanal. b) Proyección sobre el horizontal de las líneas de charnela de finidas por el techo de la Serie de los Cabos, de los pliegues F_1 y F_3 del anticlinorio del Manzanal.

Matavenero. La superposición de los segundos pliegues modifica la geometría de los primeros, desarrollando pliegues de gran radio de curvatura en los flancos largos de los primeros pliegues y tendiendo a verticalizar los flancos cortos. Existe una cierta oblicuidad entre las dos formaciones de pliegues (fig. 4) aunque es muy pequeña y sólo se pone de manifiesto cartográficamente. En efecto, al proyectar datos de estratificación y esquistosidad (fig. 5) procedentes de una región transversal a este anticlinorio (límite entre las hojas de Bembibre y Benavides), los polos de los planos forman una guirnalda que sigue un círculo mayor de la proyección estereográfica que presenta una posición vertical; esta disposición indica que estas superficies han sido deformadas por pliegues de eje subhorizontal y que estos pliegues son cilíndricos (al menos en esta sección).

El ángulo entre flancos de estos pliegues (tomado en ambas superficies de referencia, estratificación y esquistosidad) es muy grande, en torno a los 120°.

La esquistosidad muestra flexiones de gran radio en forma de S (fig.3); una de ellas se desarrolla en la zona del Manzanal y se sigue hacia el W hasta desaparecer bajo el estefaniense de Bembibre y la otra en la zona de Matavenero y se amortigua rápidamente hacia el E. En el flanco septentrional de estas ondulaciones la esquistosidad llega a inclinarse al Norte hasta 30°; este hecho se puede observar en todo el sector entre el Alto del Manzanal y Brañuelas y también en las proximidades de Matavenero.

Esta gran estructura anticlinorial del Manzanal sufre ligeras modificaciones posteriores por dos sistemas de fallas subverticales y longitudinales a los pliegues y de salto vertical y otro de dirección NNE-SSW también de salto vertical.

El anticlinorio del Manzanal se continúa por la parte occidental del Bierzo con los nombres de anticlinal de Tejeiro y anticlinal de Ancares (fig.1; PEREZ-ESTAUN et al. 1.982). La estructura del anticlinal de Tejeiro y Ancares es también el resultado de la interferencia de dos

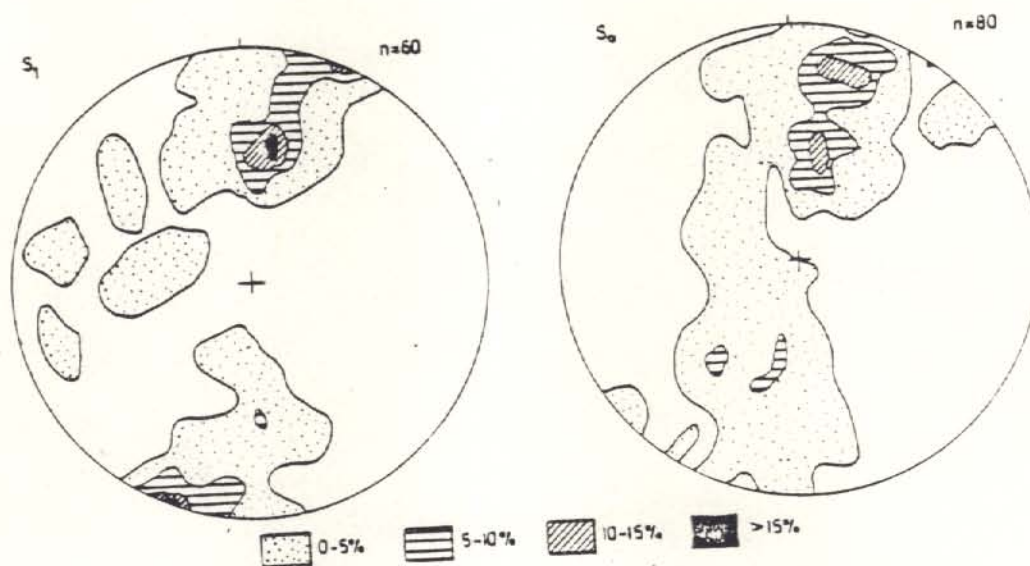


Fig. 5.- Proyección estereográfica de planos de estratificación (S_0) y de esquistosidad (S_1) en una sección transversal al anticlinorio del Manzanal.

episodios de plegamiento y presenta características semejantes a las del anticlinorio del Manzanal.

4.2.- SINCLINAL DE CASTRILLO

Esta estructura, que se sigue por más de 150 Km. a uno y otro lado de la depresión terciaria del Bierzo se compone de un sinclinal apretado, de plano axial vertical en superficie, (ver corte geológico), en cuyo núcleo afloran los materiales silúricos, presenta una esquistosidad vertical asociada tal como corresponde a un pliegue de 1ª fase. El flanco Sur de este sinclinal se encuentra laminado por la existencia de una falla inversa o cabalgamiento de poca magnitud; el núcleo del pliegue presenta también en ocasiones pequeñas fallas longitudinales al mismo.

4.3.- ANTICLINORIO DE LA SOMOZA

Esta estructura ocupa la mayor parte de las hojas de Astorga y Lucillo. Se encuentra limitada al N por una pequeña escama que lo separa del sinclinal de Castrillo y por el Sur está limitado por el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo. La fig. 7 nos muestra tres cortes de esta estructura de W a E; en esta figura puede observarse la existencia de un cabalgamiento denominado cabalgamiento de Prada de la Sierra, en la parte media de este anticlinorio. Tanto este cabalgamiento como el que limita la estructura por el Sur van cortando oblicuamente a esta estructura y cabalgando progresivamente más en cortes sucesivos de E a W, de modo que presentan una anchura cartográfica de 17 Km. en el corte I-I' y en el corte III-III' situado más al W tiene una anchura de 10 Km. Esta tendencia continúa al otro lado de la de presión del Bierzo hasta que todo el anticlinorio es sobrepasado por el cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo (fig. 1).

La estructura de este anticlinorio al Norte del cabalgamiento de Prada de la Sierra consiste en dos anticlinales y un sinclinal de tamaño kilométrico. Estos pliegues cambian la posición de ~~se~~^{su} plano axial de E a W presentando una inclinación media entre 30°-45° en el corte I-I' y una posición subvertical entre 70° y 90° en el corte III-III'. Este cambio de posición se debe al efecto de la deformación posterior que han dado lugar

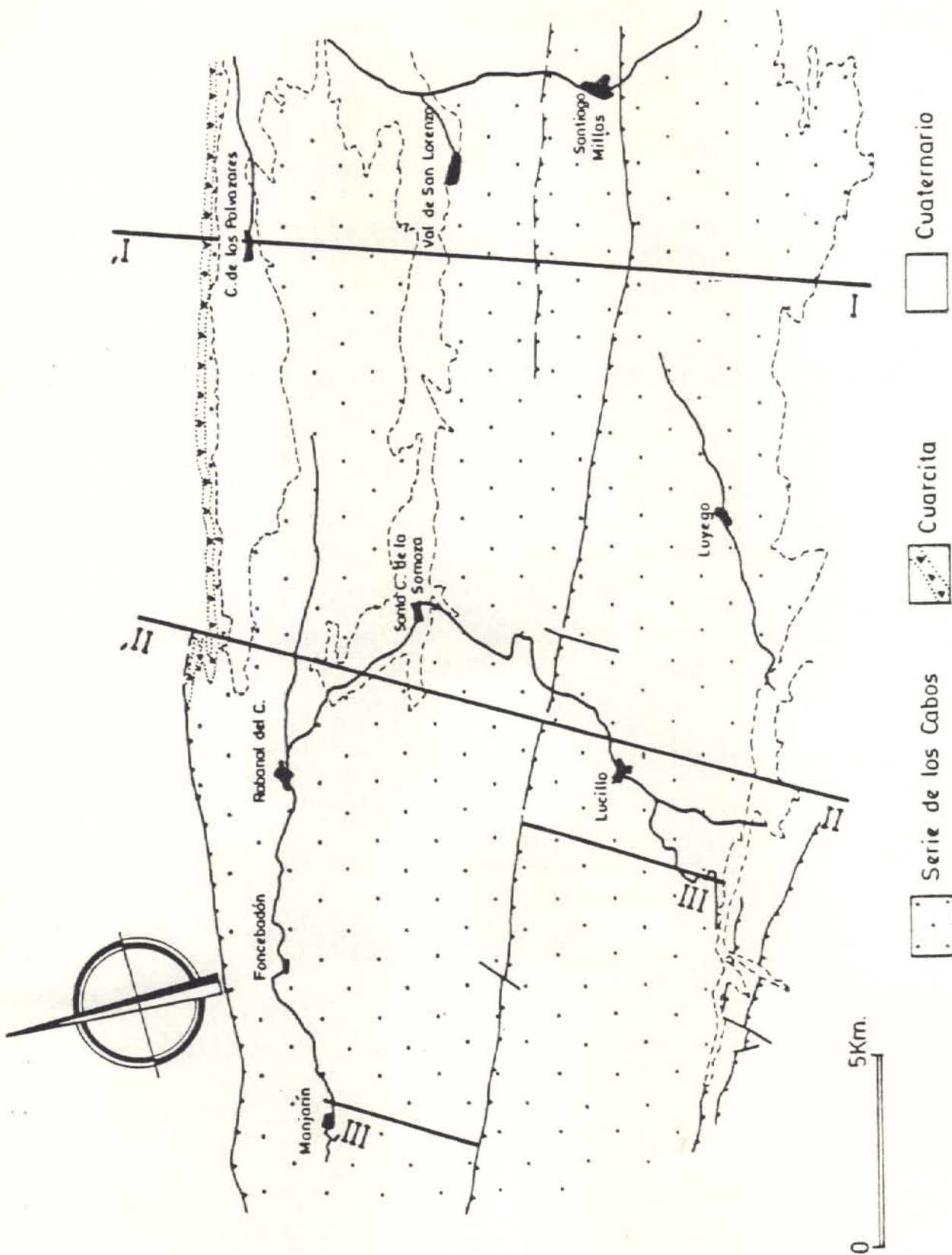
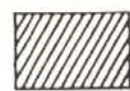

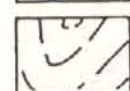
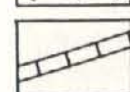
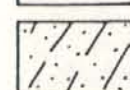
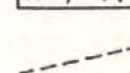


Fig. 6.- Situación de los cortes realizados a través del anticlinorio de la Somaza.

-  Pizarras de Luarca
-  Cuarcitas
-  Serie de los Cabos
-  Caliza de Vegadeo
-  Formación Herrería
-  Esquistosidad S₁

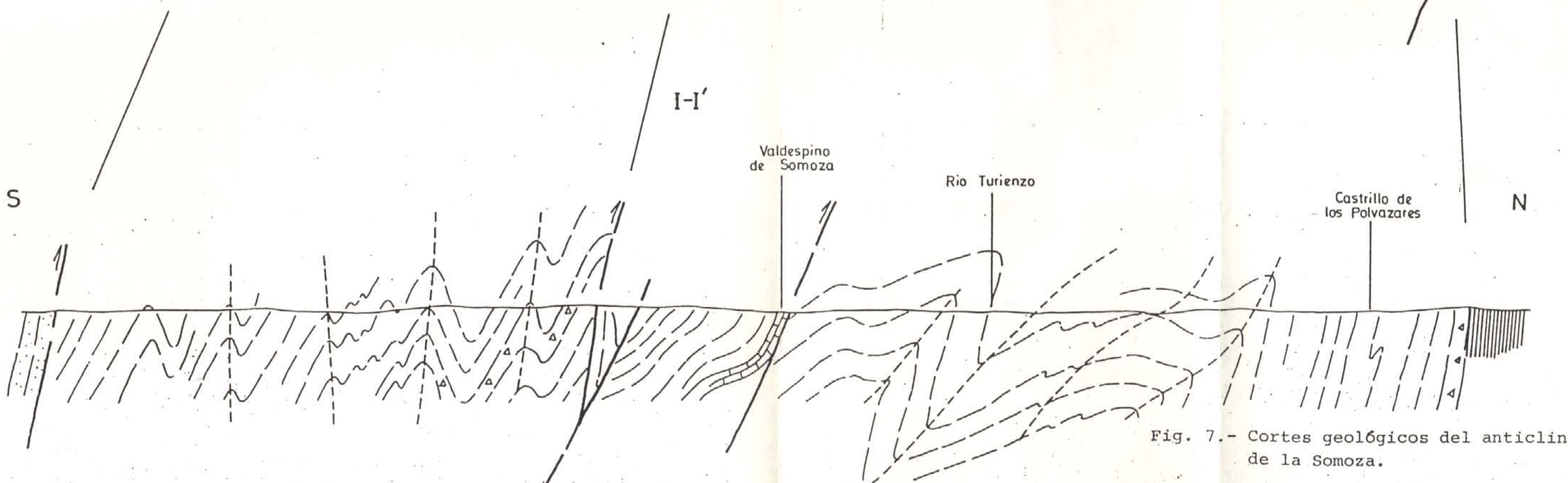
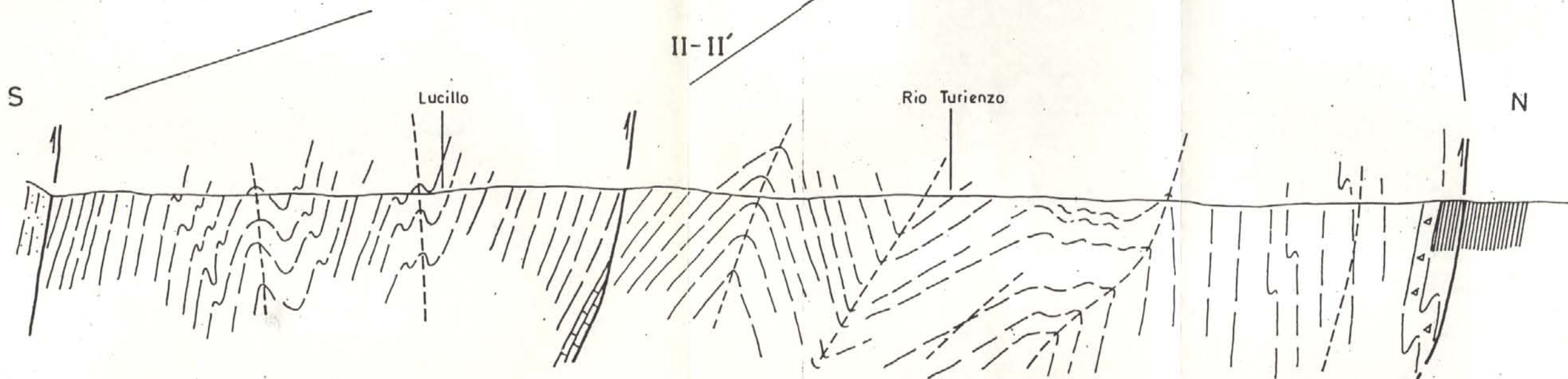
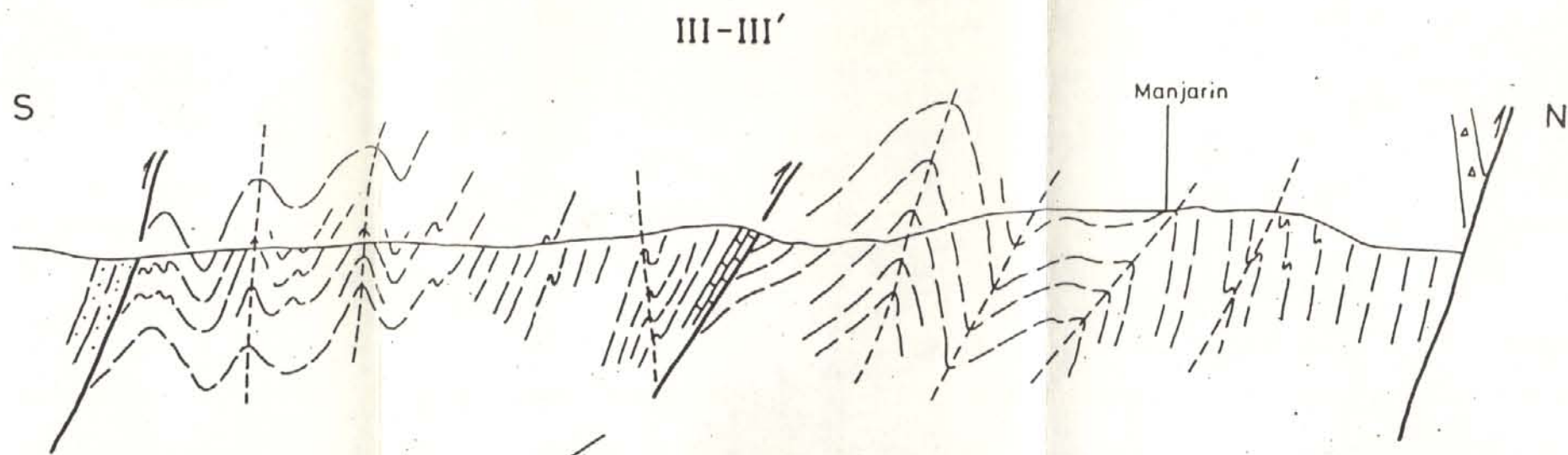


Fig. 7.- Cortes geológicos del anticlinorio de la Somoza.

a una verticalización de los primeros pliegues. Debido también a este segundo episodio de plegamiento se observa pliegues de escala métrica y ondulaciones de gran radio que se desarrollan en el flanco normal del pliegue más septentrional.

Los dos grandes pliegues de primera generación de la parte N del anticlinorio del Manzanal son asimétricas con un ángulo entre flancos entre 60°-75°, con ejes subhorizontales. Con anterioridad a la segunda fase de plegamiento los pliegues debieron tener una fuerte vergencia al Norte teniendo en cuenta argumentos similares a los ya discutidos en la descripción del anticlinorio del Manzanal.

Al Sur del cabalgamiento de Prada existe un gran pliegue del que observamos el flanco normal con numerosos pliegues asociados de escala hectométrica, asimétricos, que se desarrollan en la parte media de la Serie de Los Cabos; el flanco inverso del pliegue mayor está laminado por el cabalgamiento de Prada. Existen además abundantes pliegues a escala de afloramiento que han permitido realizar un análisis estadístico, clasificando por el método de HUDLESTON, 1.973 b la forma de las superficies plegadas. En la fig. 8 se observa que las formas dominantes para estos pliegues de primera fase de deformación son la D con un 46% y la E con un 36% en cuanto a las amplitudes predomina la 2 con un 56%; esto representa un ángulo entre flancos medio de 60°-70°.

En la fig. 9 se han proyectado los polos de la estratificación y de la esquistosidad medidos a través de todo el anticlinorio de La Somoza y al igual que sucede con el anticlinorio del Manzanal los polos de ambas superficies definen una guirnalda que corresponde a un círculo mayor de la proyección estereográfica que ocupa una posición vertical. Esta disposición pone en evidencia la existencia de pliegues con posterioridad a la formación de la esquistosidad regional desarrollada paralelamente al plano axial de los primeros pliegues. Estos segundos pliegues presentan ejes subhorizontales y ángulo entre flancos muy alto.

4.4.- EL SINCLINAL DE PEÑALBA Y EL ANTICLINAL DEL TELENO

El sinclinal de Peñalba tiene una anchura cartográfica de 6 Km. y su flanco Norte se encuentra cortado por el cabalgamiento basal del Manto de

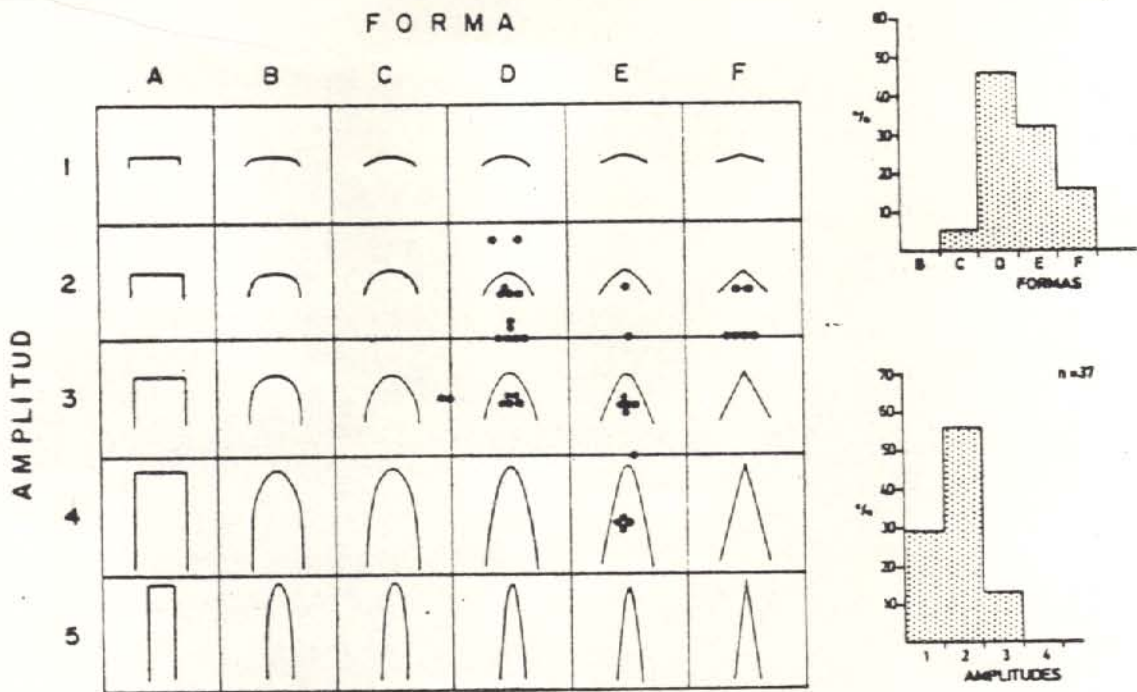


Fig. 8.- Clasificación por el método de HUDLESTON de las formas de las superficies plegadas en la parte meridional del anticlinorio de la Somoza.

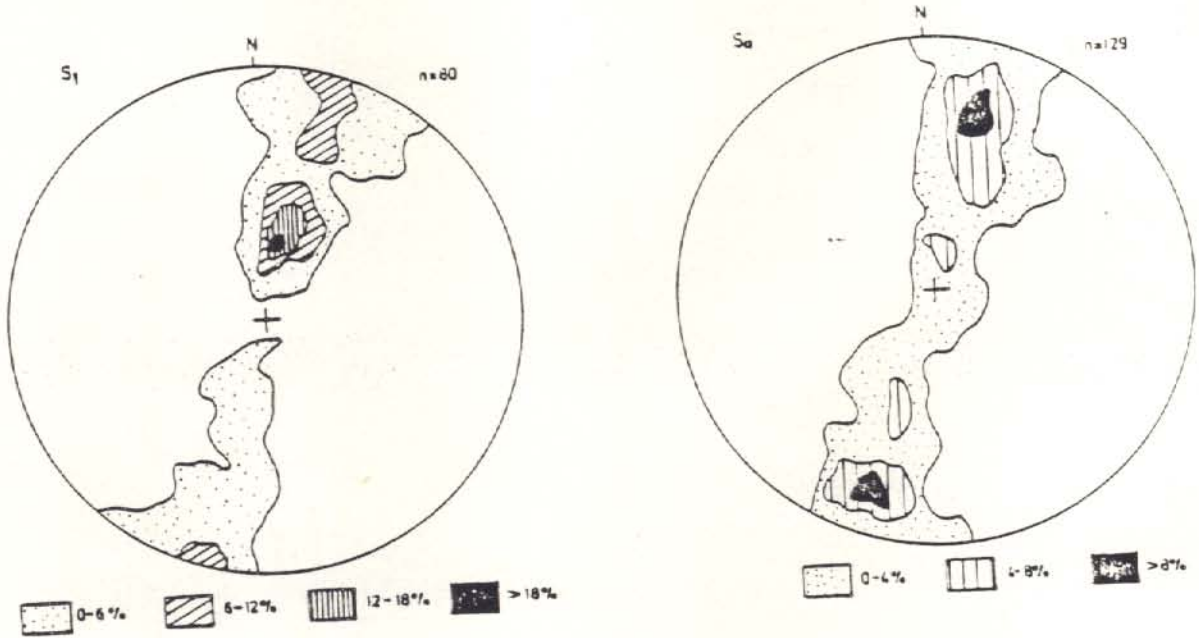


Fig. 9.- Proyección estereográfica de los planos de estratificación (S_0) y de esquistosidad (S_1) en una sección transversal del anticlinorio de la Somoza.

Mondoñedo; esta estructura presenta varios pliegues asociados y en su núcleo afloran los materiales silúricos ligeramente discordantes. El anticlinal del Teleno, tiene una anchura cartográfica de 5 Km. y los materiales que lo forman pertenecen ya al dominio de Truchas. Estas dos grandes estructuras presentan pliegues menores asociados y todos ellos poseen los flancos axiales verticales al igual que la esquistosidad S_1 desarrollada paralelamente a ellos (ver corte).

Como se observa en la cartografía estos pliegues poseen los ejes subhorizontales y dada la continuidad cartográfica que muestran (ver hoja de Lucillo), estos pliegues deben de tener una gran amplitud. El ángulo entre flancos debe de ser inferior a el que tienen los pliegues descritos anteriormente (anticlinorio del Manzanal y de la Somoza).

Estas estructuras se continúan por toda la zona Asturoccidental-Leonesa y son lo que más al W constituyen el pliegue acortado del Gaurel que presenta porciones más horizontales.

Tanto estos grandes pliegues como la esquistosidad que llevan asociada y los cabalgamientos que constituyen el frente del manto se encuentran verticalizados por la fase de replegamiento general posterior (fase 3).

4.5.- LOS CABALGAMIENTOS

A través del corte realizado se observan una serie de cabalgamientos y escamas que de Sur a Norte son los siguientes:

- Cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo.
- Cabalgamiento de Prada.
- Cabalgamiento del flanco Sur del Sinclinal de Castrillo.

El primero de estos cabalgamientos, es el que presenta mayor importancia, aproximando tectónicamente el Dominio de Mondoñedo-Peñalba al del Navia y Alto Sil. El cabalgamiento de Prada superpone la Caliza de Vegadeo

o parte inferior de la Serie de Los Cabos sobre la parte media de esta formación. El último de los cabalgamientos citados, tiene una importancia muy escasa, desapareciendo lateralmente.

Los planos de los cabalgamientos presentan una posición vertical o fuertemente inclinada al Sur. Observando la evolución de estos cabalgamientos hacia el W, fuera del área estudiada, puede verse que los planos de estas estructuras van perdiendo inclinación. Estos cambios en la posición de los cabalgamientos se deben a la modificación producida, por el segundo episodio de plegamiento, al que ya se ha hecho referencia en apartados anteriores.

Por otra parte el desplazamiento producido por estas estructuras es progresivamente menor hacia el Este, tal como puede verse en el cabalgamiento del flanco Sur del sinclinal de Castrillo. Este mismo hecho puede apreciarse en relación con el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo y observando la estructura del anticlinorio de la Somoza. En efecto, este anticlinorio es totalmente cabalgado en la parte occidental del Bierzo (fig. 1) y muestra su mayor desarrollo en la parte oriental del área estudiada (figuras 6 y 7). El cabalgamiento de Prado también presenta un mayor acortamiento en su parte occidental que en la oriental, tal como puede observarse comparando los cortes III-III' y el I-I' de la figura 7.

Los cabalgamientos han sido considerados como la segunda fase de deformación hercínica en la Z.A.O.L. (MARCOS, 1973, PEREZ-ESTAUN, 1978, BASTIDA y PULGAR, 1.978). Teniendo en cuenta los datos regionales es posible afirmar que los cabalgamientos presentan una mayor superposición tectónica en la parte central del Arco Astúrico y van perdiendo importancia hacia la rama Sur del mismo.

En relación con estos cabalgamientos se han descrito en la zona Asturoccidental-Leonesa numerosas estructuras menores tales como pliegues de pequeño tamaño y esquistosidad desarrollada únicamente en las áreas próximas a estas superficies.

En el área estudiada es difícil observar estructuras menores debido en gran parte al recubrimiento post-paleozoico y también al carácter local de

alguna de estas estructuras. Sin embargo se observa brechificación en relación con el cabalgamiento de Prada en las cercanías de Santiago Millas y pliegues de pequeño tamaño con esquistosidades asociadas en las proximidades de Molinaferrera.

4.6.- INTERFERENCIA DE PLIEGUES

La superposición de los pliegues correspondientes a la primera y tercera fases de deformación (F_1 , F_3) da lugar a figuras de interferencia de tipo 3 de RAMSAY (1.967), como corresponde a la superposición de dos sistemas de pliegues homoaxiales. El modelo de interferencia resultante presenta las mismas características que en la región de Oscos en la parte centro oriental de la Z.A.O.L. (MARCOS, 1.973, PULGAR, 1.980). Los pliegues resultantes tienen forma "en gancho" originado por el desarrollo de un gran anti-forme o sinforme F_3 sobre el flanco normal de un anticlinal o un sinclinal F_1 , junto con verticalización o menor flexión de los flancos inversos de los primeros pliegues. Este hecho explica la ausencia de cabezas buzantes. Estas formas "en gancho" pueden reconocerse en el corte realizado a través del anticlinorio del Manzanal y de la Somoza, ya que se desarrollan pliegues sobre los flancos normales de los primeros pliegues y doblan tanto la estratificación como la esquistosidad S_1 .

La forma tridimensional de la figura de interferencia es de mayor complejidad puesto que no existe una completa homoaxialidad entre los pliegues F_1 y F_3 . La oblicuidad se repliega en los cortes seriados de los antiformes del Manzanal y de la Somoza (figs. 3, 4 y 7).

Las figuras de interferencia originadas en esta región pueden explicarse considerando que:

- Los flancos normales de los primeros pliegues debían formar ángulos bajos con la dirección de las fuerzas compresivas (supuestas estas horizontales) y en consecuencia se originan pliegues cuyas características geométricas (asimetría, amplitud, etc.) están fuertemente controladas por las relaciones angulares, posición y tamaño de estos flancos.

- En el caso de los flancos inversos el ángulo era suficientemente alto como para que el plegamiento no tuviera lugar.

Los pliegues mayores F_3 , desarrollados en la estratificación son asimétricos con un flanco subhorizontal o suavemente inclinado al Norte y otro subvertical o fuertemente inclinado al Sur tal como puede verse en las figs. 3 y 7. Los pliegues desarrollados en la esquistosidad tienen características semejantes.

4.7.- LAS ESQUISTOSIDADES EN LA REGION ESTUDIADA

4.7.1.- LA ESQUISTOSIDAD S_1

En relación con la primera fase de deformación se desarrolla una esquistosidad paralela al plano axial de los pliegues, que se encuentra generalizada en toda la región estudiada; esta muestra diferente tipo de desarrollo dependiendo de los materiales a los que afecta. Así, los materiales pelíticos y samíticos presentan una esquistosidad que se manifiesta por la orientación de todos los constituyentes minerales, principalmente los filosilicatos que se disponen con su longitud máxima paralelamente a los planos de la esquistosidad; son también frecuentes y contribuyen a definir la anisotropía, las líneas de concentración de máficos (consecuencia de la disolución por presión) que se disponen en forma anastomosada. Esta esquistosidad en estos materiales está comprendida entre un "slaty cleavage" bien desarrollado y un "slaty cleavage" grosero.

En ortocuarzitas la primera fase de deformación produce una recristalización dinámica de los granos de cuarzo detrítico que da lugar al crecimiento de granos nuevos de pequeño tamaño que pueden alcanzar porcentajes hasta del 30%. Los granos viejos (detríticos), presentan bordes suturados, bandas de deformación y extinción ondulante y están todos ellos orientados definiendo la esquistosidad. En estas rocas cuarcíticas la esquistosidad se puede definir como un "slaty cleavage" grosero en el sentido utilizado por BASTIDA, F. (1.981).

Observando las mismas litologías de N a S a través de todo el área estudiada no se aprecian cambios importantes en el desarrollo de la esquistosidad. Existen únicamente variaciones locales y también otras debidas a

metamorfismo térmico o a las deformaciones posteriores. La homogeneidad en el desarrollo de la S_1 es sobre todo evidente al estudiar rocas cuarcíticas.

Existen en todo el anticlinorio del Manzamí, sinclinal de Castrillo y también puntualmente en el anticlinal del Teleno (SW de la hoja de La Bañeza), texturas poligonales desarrolladas en cuarcitas puras. Estas texturas nos muestran los granos de cuarzo de igual tamaño e idiomórficas, no existiendo ninguna evidencia de recristalización dinámica. Estas texturas están originadas como consecuencia de una recristalización estática (annealing) que borran la microestructura originada por la primera fase de deformación (en cuarcitas menos puras se sigue observando la orientación de los escasos filosilicatos). Esto puede producirse como consecuencia de pulsaciones térmicas locales (Metamorfismo de Contacto) que se desarrollan con posterioridad a la primera fase de deformación regional.

4.7.2.- ESQUISTOSIDAD S_3

En relación con los pliegues mayores de la tercera fase de deformación, asimétricos y en un flanco subhorizontal o inclinado suavemente al Norte y otro subvertical, se genera una esquistosidad de crenulación de desarrollo muy local. Así se han encontrado crenulaciones S_3 en una franja situada al N de Astorga (en las cercanías de Vega de Magaz) y otra de dirección E-W situada en la zona de Mangarín-Foncebadón fig. 10.

Estas crenulaciones presentan lineaciones subhorizontales de dirección y planos inclinados unos 40° al Norte, la intensidad y desarrollo de esta microestructura es siempre muy escasa.

4.8.- LAS DEFORMACIONES TARDIAS

Con el desarrollo de la tercera fase de deformación la estructura de este sector de la Zona Asturoccidental-Leonesa queda prácticamente acabada; sin embargo existen una serie de deformaciones frágiles que a veces pueden modificar considerablemente la configuración de la estructura. Estas estructuras son: Fallas y Diaclasas.

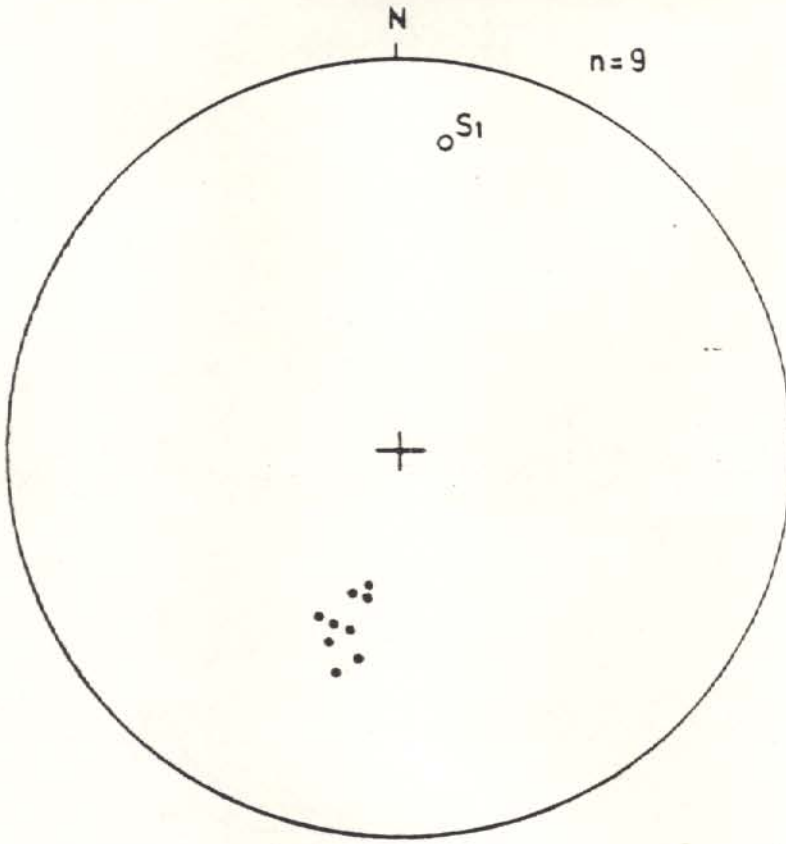


Fig. 10.- Proyección estereográfica de los planos de la esquistosidad de crenulación en el sector de Manjarín.

En cuanto a las fallas (fig. 11) se desarrollan dos conjuntos uno de ellos de dirección NE y otro de dirección NNW, son subverticales y presentan un ángulo entre sí de 60° aproximadamente. El conjunto dominante es de dirección NE.

En cuanto a su desplazamiento estas fallas tienen una componente principal de fallas directas siendo el desplazamiento en la horizontal que presentan las fallas del N del área de estudio (Zona del Manzanal) un efecto en gran parte aparente.

Existen también algunas fallas en la zona N de dirección E-W, relacionadas probablemente con la formación del pliegue anticlinal de 3ª fase del frente del Manzanal, estas fallas son directas y en ellas se hunde el bloque Norte, dando lugar en éste a crenulaciones subhorizontales de desarrollo muy local.

Para el estudio de las diaclasas se realizó una serie de medidas en toda la zona que se muestran en la fig. 12. Estas estructuras frágiles se desarrollan de una manera sistemática, con una frecuencia de 2,3 por metro en bancos cuarcíticos, siendo más penetrativas en los materiales pizarrosas.

A lo largo de la zona se observa que se desarrollan dos grupos de direcciones muy constantes, que varían muy ligeramente de N a Sur y que forman un ángulo entre sí de 40°, en ocasiones las diaclasas son sustituidas por crenulaciones con la misma posición, también se desarrollan diaclasas subhorizontales que tienen una posición menos definida y se presentan con menores porcentajes, desarrollándose generalmente en materiales que presentan la estratificación subvertical. Existen también diaclasas perpendiculares a la estratificación, de dirección E-W, poco penetrativas, que varían su posición de afloramiento en afloramiento, dependiendo de la inclinación de aquélla.

La relación entre fallas, (el grupo de dirección NE y de dirección NNW) y diaclasas no es clara por cuanto los grupos dominantes de diaclasas son de comprensión y las fallas con orientaciones similares son principalmente distensivos. No obstante dado el paralelismo existente entre estas estructuras y el hecho de que las fallas tengan también una componente horizontal, es

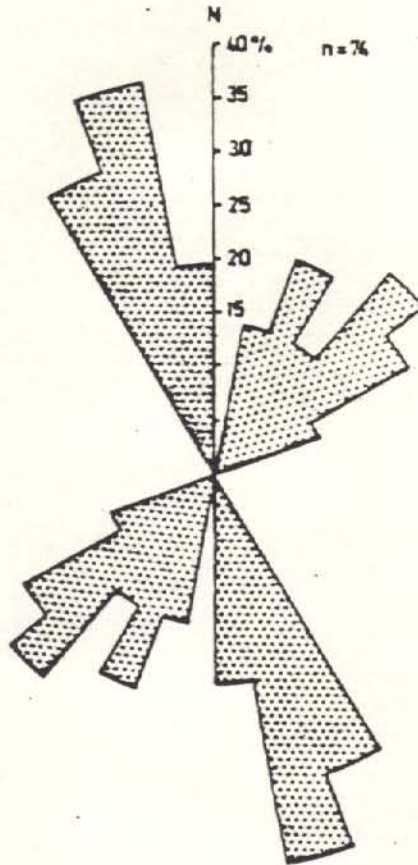


Fig. 11.- Diagrama en rosa mostrando la orientación de las fallas a lo largo del área estudiada.

posible que sean singenéticas. Tanto estos dos grupos de fallas como las diaclasas podrían considerarse como las últimas estructuras formadas en relación con los pliegues F-3.

Estas estructuras anteriormente citadas (Fallas y Diaclasas) fueron denominadas por MARCOS (1.973) como estructuras radiales relacionadas con los últimos episodios del Cierre del Arco Astúrico.

5.- EL METAMORFISMO

Los materiales paleozoicos del área sujeta a estudio están afectados por un metamorfismo de bajo grado, zona de la clorita, el cual da lugar a las siguientes paragénesis minerales en rocas pelíticas y samíticas.

Q + Clorita + Moscovita

Q + Sericita + Moscovita

Aunque estos datos son escasos para reconocer el tipo de metamorfismo, de acuerdo con los datos regionales, (CAPDEVILLA, 1969) se trata de un metamorfismo regional intermedio de baja presión. Los minerales del metamorfismo regional crecen todos ellos en relación con la primera fase de deformación.

Existe también un metamorfismo de contacto que ocurre con posterioridad al metamorfismo regional y que se evidencia sobre todo, en el N de las hojas de Benavides y Bembibre por la existencia de pizarras mosqueadas.

Las paragénesis más comunes en rocas pelíticas son:

Biotita - And - Cuarzo

And - Clorita

Sericita - Moscovita - Clorita

Moscovita - Clorita - Biotita

Estos minerales crecen todos con posterioridad a la primera fase de deformación.

6.- VARIACIONES ESTRUCTURALES A TRAVES DEL AREA ESTUDIADA

De la descripción de las estructuras que se ha realizado en los capítulos previos puede ponerse de manifiesto los siguientes hechos:

- La primera fase de deformación da lugar en toda la región estudiada a pliegues asimétricos vergentes al N. Estos primeros pliegues son de escala kilométrica y la distribución de pliegues, parásitos de menor tamaño parece estar controlada por la litología de la Serie de Los Cabos que presenta notables variaciones de N a Sur. Así, se desarrollan pliegues de escala hectométrica a partir del pliegue de Veldedo-Matavenero hacia el Sur y pliegues de escala de afloramiento, únicamente en la parte Sur del anticlinorio de la Somoza.

- El ángulo entre flancos de los primeros pliegues no presenta variaciones de N a S, encontrándose alrededor de los 60°. Unicamente en el anticlinal del Teleno este ángulo es ligeramente inferior.

- La amplitud de los pliegues es muy similar en todo el corte con la excepción del anticlinal del Teleno y sinclinal de Peñalba, donde los pliegues presentan amplitudes mayores.

- Acompañando a los pliegues de primera fase se desarrolla una esquistosidad generalizada por todo el área estudiada. El desarrollo de esta esquistosidad es muy semejante a través de todo este sector, variando únicamente en función del tipo de materiales a los que afecta estando comprendido entre un "slaty cleavage" y un "slaty cleavage" grosero.

Posteriormente se desarrollan cabalgamientos y escamas que cortan, en ocasiones, oblicuamente a los pliegues primeros. Los desplazamientos en estas estructuras son mayores hacia el W.

Existe un segundo episodio de plegamiento, cuyas estructuras están controladas por la geometría de las estructuras previas. Estos pliegues correspondientes a la tercera fase de deformación, se manifiestan en los flancos normales de los pliegues primeros, dando lugar a ondulaciones de gran radio, acompañada en ocasiones de pliegues menores. Por el contrario los flancos inversos de los pliegues primeros solo sufren verticalización, debido a que la posición que presentaba la estratificación, respecto al máximo acortamiento, ($>70^\circ$), durante esta fase, solo permiten el que se produjera una rotación. De este modo se originan figuras de interferencia de pliegues con forma "en gancho" y con morfología similar a través de toda la zona estudiada.

En relación con estos pliegues de tercera fase es difícil observar estructuras menores, siendo visible en muy contadas ocasiones una esquistosidad de crenulación no muy penetrativa.

Las últimas etapas importantes en la deformación dan lugar a fallas y diaclasas que presentan la misma disposición de N a S y que pueden explicarse como el resultado de un acortamiento N-S y distensión perpendicular.

Existe un metamorfismo regional de bajo grado, en facies esquistos verdes, que no presentan variaciones a través de toda la zona. Por el contrario, el metamorfismo de contacto posterior, tiene una distribución muy irregular, presentando un máximo desarrollo al N del anticlinorio del Manzanal. Este metamorfismo de contacto produce pizarras mosqueadas y cuando afecta a cuarcitas microestructuras poligonales.

7.- BIBLIOGRAFIA

- BASTIDA, F. y PULGAR, J.A. (1.978).- "La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España)". Trab. de Geol. Univ. de Oviedo, 10, pp.75-124.
- BASTIDA, F. (1.980).- "Las estructuras de la primera fase de deformación herciniana en la zona Asturoccidental-Leonesa (Costa Cantábrica NW de España)". Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo.
- BASTIDA, F. (1.981).- "La esquistosidad primaria: Una síntesis sobre sus características y desarrollo." Trab.Geol.Univ.Oviedo, 11, 35-54
- CAPDEVILLA, R. (1.967).- "Extensión du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice Orientale, Asturies, León)". C.R. Semm.Soc.Geol.France, fasc. 7, 277-278.
- CAPDEVILLA, R. (1.969).- "Le métamorphisme régional progressif et les greenites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NW de l'Espagne)". These, Univ. Montpellier.

- HERNANDEZ PACHECO, E. (1.912).- "Ensayo de síntesis geológica del N de la península ibérica". T.M.N.C.N. Serie Geol., núm. 3, 136 pp.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1.915).- "Fósiles de Galicia. Notas sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo". Bol.Inst.Geol.Min.España, t. XXXVI, (T. XVI 2º ser.), pp.277-303.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1.922).- "Criaderos de hierro de España IV: Hierros de Galicia". Mem.Inst.Geol.Min.Esp. t.I, 1 vol. 466 pp.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1.935).- "Criaderos de hierro de España. Hierros de Galicia (Tomo III, fascículo 1º)". Mem.Inst.Geol.Min.España, t.IV, 1 vol. 373 pp.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1.942).- "El sistema Silúrico". Mem.Inst.Geol.Min.España, t. 2 (I,II) 1 vol., 848 pp.
- HUDOLESTON, P. (1.973 b).- "An analysis of "single-layer" folds developed experimentally in viscous media". Tectonophysics, 16, 189-214.
- LOTZE, F. (1.945 a) "Einige probleme der Iberischen Meseta". Geotekt. Forsch., núm. 6, pp.1-12 (trad.por J.M.Ríos: Algunos problemas de la Meseta Ibérica. Pub.Ext.Geol.España. t. V. pp.43-58.
- LOTZE, P. (1.945 b).- "Zur Gliedernung der varisziden der Iberischen Meseta". Geotekt. Forsch., núm. 6, pp. 79-92 (trad.por J.M.Ríos: Observaciones respecto a la división de las variscidas de la Meseta Ibérica. Pub. Extr.Geol.España. 1.950, t.V, pp.149-166).
- LOTZE, P. (1.958).- "Zur stratigraphie des Spanischen Kambriums". Geologie, año 7, núm. 3-6, pp.727-750 (trad.por J.M. GOMEZ DE LLARENA: "Sobre la estratigrafía del Cámbrico Español". Not.Com.Inst.Geol.Min.España. 1961 núm. 61, pp. 131-164.
- LLOPIS, N. y FONTBOTE, J.M. (1.959).- "Estudio Geológico de la Cabrera Alta (León)". Dept.Geogr.Aplicada. Inst.Elcano C.S.I.C., 134 pp.
- MALLADA, L. (1.896).- "Sistemas Siluriano y Cambriano" Explic.del Mapa Geol. España, 1 vol., 515 pp.
- MARCOS, A. (1.973).- "Las series del paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias"
- MARTINEZ CATALAN (1.981).- "Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector W de la zona Asturoccidental-Leonesa)". Tesis doctoral Univ. de Salamanca.
- MATAS, J. et al. (1.978).- "Mapa Geológico Nacional de España. Hoja nº 189 Lucillo (MAGNA) escala 1: 50.000". Inst.Geol.Min.España

- MATAS, J. (1.978).- "Mapa Geológico Nacional de España. Hoja nº 230 CASTROCONTIGO (MAGNA) escala 1: 50.000". Inst.Geol.Min.España.
- MATTE, PH. (1.968 b).- "La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)". *Geol.Alpine*, t. 44, pp.1-127.
- MONREAL, L.N. (1.879).- "Datos geológicos acerca de la provincia de León, recogidos durante la campaña de 1.878 a 1.879". Bol.Corn.Map.Geol.España, t. V, pp.201-207.
- NOLLAU, G. (1.968).- "Stratigraphie, magmatismus und tektonik des Montes de León Zwischen Astorga und Ponferrada in Nordwest-Spanien". *Geotek. Forsch.*, vol. 27, I-II, pp.71-146.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1.974 a).- "Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas". Brev.Geol.Astur.Año XVIII, núm. 2 pp. 23-25.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1.974 b).- "La sucesión ordovícica en el dominio del Alto Sil (Zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España)". Brev.Geol.Astur. año XVIII número 4, pp.53-57.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1.978).- "Estratigrafía y estructura de la rama S de la zona Asturoccidental-Leonesa". Mem. del Inst.Geol.y Min.de España. T.92.
- PEREZ-ESTAUN, A. et al. (1.982).- "Mapa Geológico Nacional de España. Hoja nº 126 VEGA DE ESPINAREDA (MAGNA) escala 1: 50.000." Inst.Geol.y Min. de España.
- PRADO DE, C. (1.862).- "Breve reseña geológica de la provincia de Avila y de la parte occidental de la de León" Imprenta Nacional. 14 pp.
- PULGAR, J. (1.980).- "Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la zona Asturoccidental-Leonesa (Cordillera herciniana, NW de España)." Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo.
- RAMSAY, J.G. (1.967).- "Folding and fracturing of rocks". *Mc Graw Hill Co.*, 1 vol.; 568 pp.
- RIEMER, W. (1.963).- "Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo". *New. db.Geol.Paläont. Abh.*, pp. 273-285.
- RIEMER, W. (1.965).- "Untersuchungen am Ostraud der Galicischen Kristallinzone (Spanien)". *Neus Jb.Geol.Paläont. Abh.*, vol.121, núm. 3, pp.174-284.
- RIEMER, W. (1.966).- "Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia". Not.Com.Inst.Geol.Min.España. núm. 81, pp.39-46.

- VARGAS, I. et al. (In litt.).- "Mapa Geológico Nacional de España. Hoja nº160 BENAVIDES DE ORBIGO (MAGNA), escala 1: 50.000". Inst.Geol.Min.España.
- VARGAS, I. et al. (In litt.).- "Mapa Geológico Nacional de España. Hoja nº190 ASTORGA (MAGNA), escala 1: 50.000". Inst.Geol.Min.España.
- VARGAS, I. et al. (In litt.).- "Mapa Geológico Nacional de España. Hoja nº231 LA BAÑEZA (MAGNA), escala 1: 50.000". Inst.Geol.Min.España.
- VELANDO, F. y MARTINEZ, M.Mª (1.972).- "Mapa Geológico Nacional de España. Hoja nº 159 BEMBIBRE (MAGNA), escala 1: 50.000". Inst.Geol.Min.España.
- WALTER, R. (1.963).- "Beitrag zur stratigraphie das Kambriuns in Galicien (Nordwest-Spanien)". Neues 15 Geol.Paläont. Abh., t.117, pp.360-371.
- WALTER, R. (1.965).- "Die unterschiedliche entwicklung des Alt-Paläozoikums östlich und westlich des kristallins von Vivero-Lugo (norwest-Spaniens)" Neus. 16 Geol.Paläont. Mth., vol. 12 pp.740-753.
- WALTER, R. (1.966).- "Resultado de investigaciones geológicas en el Noroeste de la provincia de Lugo (NO España)". Not.Com. Inst.Geol.Min.España.
- WALTER, R. (1.968).- "Dies Geologie in der nordoslichen provinz Lugo (Nordwest-Spanien)". Geotekt.Fosch., vol.27, pp. 3-70.

ANEXO

- MAPA GEOLOGICO
- CORTE GEOLOGICO I-I'

ASTORGA

193
12-10



AUTOR: IGNACIO VARGAS ALONSO - I.M.I.N.S.A.

LEYENDA DEL MAPA DE FORMACIONES SUPERFICIALES

GENESIS SIMBOLOS TEXTURALES	FLUVIAL					GRAVEDAD	LACUSTRE	POLIGENICA		ANTROPICA	DESCRIPCION TEXTURAL
	FONDOS DE VALLE	LLANURAS ALUVIALES	LECHOS DE CANALES	CONOS ALUVIALES Y DE DEYECCION	TERRAZAS	DEPOSITOS COLUVIALES Y ELUVIAL-COLUVIALES	AREAS ENDORREICAS	GLACIS	SUPERFICIES		
[Symbol]							L ₁ h				Arenas finas con abundante fraccion limo-arcillosa
[Symbol]	F ₁ h			F ₄ h				MP ₂ i MP ₁ m		AN ₁ h	Arenas limo-arcillosas con gravas y gravillas de cuarzo y arenisca (a veces rubefactadas). Localmente con pizarras.
[Symbol]	F ₁ h			F ₄ h	F ₅ s F ₆ m F ₇ i					MP ₃ i	Cantos de arenisca, cuarcita, cuarzo y arenisca ferruginosa con matriz arenosa y limosa, microconglomeratica. Limo+arcilla ≥ 30%
[Symbol]							GR ₁ h				Cantos de pizarras predominantes con gravilla y arenas cuarzo-pizarrasas
[Symbol]	F ₁ h	F ₂ h	F ₃ h	F ₄ h			GR ₁ h				Cantos de arenisca, cuarcitas, pizarras y cuarzo con matriz arenosa y limosa microconglomeratica.
[Symbol]		F ₂ h	F ₃ h		F ₅ s F ₆ m F ₇ i					AN ₁ h	Gravas y cantos de cuarcita, arenisca y cuarzo con matriz arenosa. Limo+arcilla < 30%

SUSTRATO

- M₁ Areniscas, cuarcitas y pizarras. Calizas y dolomias en la base. Conjunto resistente en general algunos niveles.
- M₂ Limolites y pizarras con esquistosidad marcada. En general poco resistentes.
- S₁ Conglomerados con niveles arenosos escasos. Poco coherentes.
- S₂ Fangos con canales arenosos, a veces conglomeraticos aislados. Poco coherentes, acaravados.
- S₃ Fangos con canales arenosos con calcimorfos y paleosuelos. Poco coherentes, muy acaravados.

ESPESOR EN METROS

- Espeor visto
- Espeor total sobre sustrato conocido

OBRAS HUMANAS

- Nucleo urbano
- Carretera principal
- Ferrocarril

EXPLORACIONES

- Modernas activas
- Modernas inactivas o activas intermitentes
- ⊗ Antiguas inactivas (romanas)

RESTOS ARQUEOLOGICOS

- ⊗ Asentamientos romanos

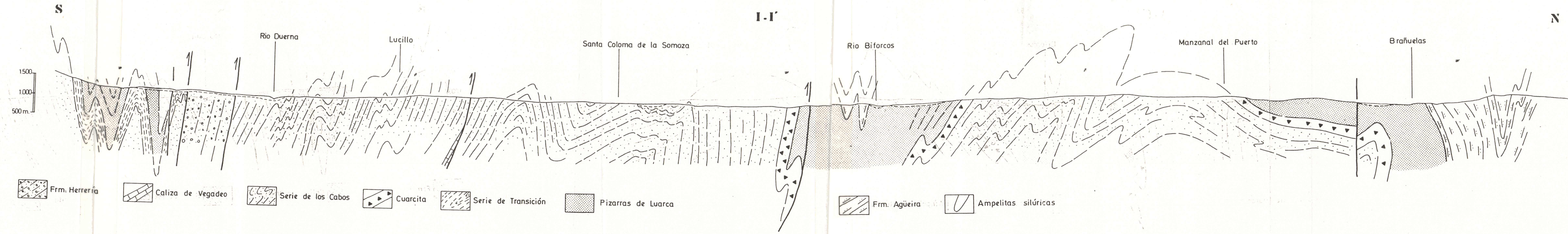
CUADRO DE PROPIEDADES SELECTAS

UNIDADES CARTOGRAFICAS	ESPESOR (m.)	TEXTURA	MEDIO SEDIMENTARIO	CONSOLIDACION	POSICION FISIOGRAFICA / TOPOGRAFIA	DRENAJE	ERODABILIDAD	RIESGOS	CRONOLOGIA	USOS	OBSERVACIONES
L ₁ h	< 1	Arena, limo y arcilla	Lacustre	Escasa	Planicies, fondos de valle/Plana	Escaso	Baja	—	Actual	—	Hidromorfismo
GR ₁ h	1-3	Grava, arena y limo	Gravedad	Escasa	Vientres/Inclinacion elevada	Moderado elevado	Hidrica elevada	Deslizamientos desplomes	Actual	—	
MP ₁ m MP ₂ i	0,5-1,5	Gravilla, arena limo y arcilla	Arroyada	Escasa	Superficies planas/Inclinacion suave	Moderado	Hidrica elevada	—	Pleistoceno medio e inferior	Cultivos Pastos	
F ₁ h	1-3	Grava, arena, limo y arcilla	Fluvial y gravedad	Escasa	Fondos de valle/Inclinacion baja a media	Moderado elevado	Hidrica elevada	Inundaciones	Actual	Praderia Cultivos	Conexion hidraulica con F ₂ h, F ₃ h, F ₄ h
F ₅ s F ₆ m F ₇ i MP ₃ i	1-6	Grava, arena limo y arcilla	Fluvial y Abanico aluvial	Escasa a moderada baja	Superficies amplias o reducidas/Plana	Moderado a elevado	Hidrica elevada	Inundaciones	Pleistoceno superior a inferior	Praderia Cereal Pastos Bosque	Hidraulicamente desconectadas en ocasiones. Lagunas temporales, suelos evolucionados en los antiguos
F ₄ h	1-6	Grava, arena limo y arcilla	Fluvio-torrencial	Escasa	Salidas de valles/Convexa	Moderado a elevado	Hidrica elevada a muy elevada	Inundaciones	Actual	Cultivos Cereal	Conexion hidraulica con F ₁ h y F ₂ h
F ₂ h F ₃ h AN ₁ h	1-5	Grava, arena limo, arcilla	Fluvial	Escasa	Fondos de valle amplios, cauces/Plana	Moderado a elevado	Hidrica elevada a muy elevada	Inundaciones Encharcamientos	Actual	Cultivos Cereal Praderia	Conexion hidraulica entre si y con F ₁ h y F ₄ h, parcialmente con F ₅ s

Fig. 14

CORTE GENERAL

I-I'



ASTORGA

193
12-10

MAPA GEOMORFOLOGICO



TOPOGRAFIA

• 803 Cotas en metros

∨ Valles en V y simétricos

∟ Valles asimétricos

∪ Collado de divergencia fluvial

▨ Llanura de inundación

▨ Llanura aluvial y fondos de valle

▨ Conos aluviales y de deyección

▨ Terrazas

FORMAS LACUSTRES

▨ Areas de encharcamiento temporal y lagunas

FORMAS DE GRAVEDAD

▨ Coluviones y depósitos de pie de talud

FORMAS POLIGENICAS

▨ Glacis

▨ Superficies con depósito

FORMAS ANTROPICAS

▨ Núcleo urbano

▨ Carretera

▨ Ferrocarriles

▨ Canteras y minas

▨ Explotaciones romanas

MORFODINAMICA

▨ Cauces activos principales

▨ Barrancos de incisión lineal

▨ Cárcavas

▨ Erosión lateral del río

MORFOMETRIA DE TALUDES

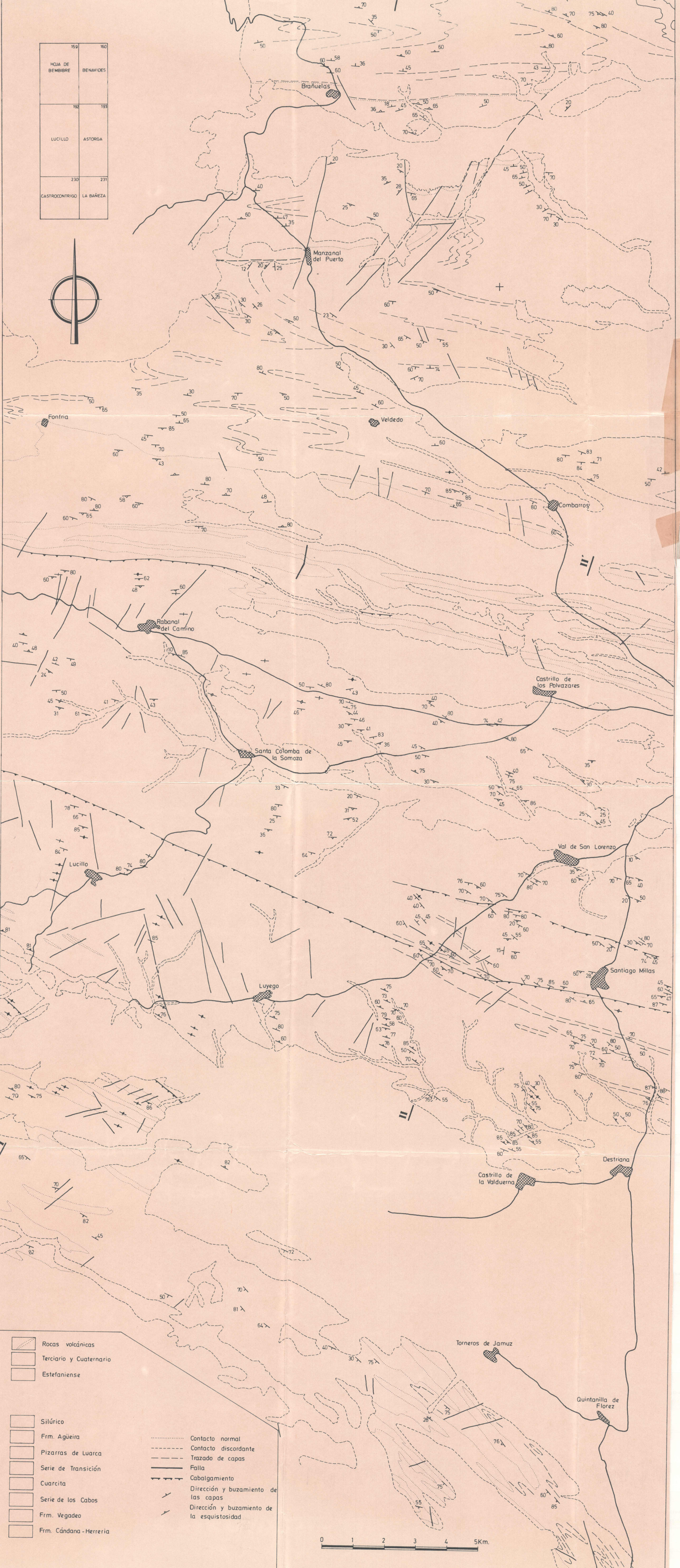
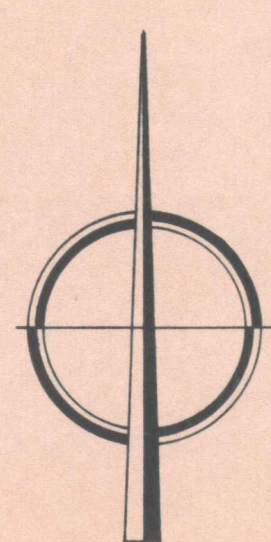
▨ Escarpe > 20 m.

▨ Escarpe < 20 m.

▨ Crestas estructurales en rocas duras

ESCALA GRAFICA
0 500 m 1 2 3 4 5 6 7 8 Km.

159	160
HOJA DE BEMBIBRE	BENAVIDES
192	193
LUCILLO	ASTORGA
230	231
CASTROCONTRIGO	LA BAÑEZA



- Rocas volcánicas
- Terciario y Cuaternario
- Estefaniense
- Silúrico
- Fr. Agüeira
- Pizarras de Luarca
- Serie de Transición
- Cuarzita
- Serie de los Cabos
- Fr. Vegadeo
- Fr. Cándana-Herrería

- Contacto normal
- Contacto discordante
- Trazado de capas
- Falla
- Cabalgamiento
- Dirección y buzamiento de las capas
- Dirección y buzamiento de la esquistosidad

