



IGME

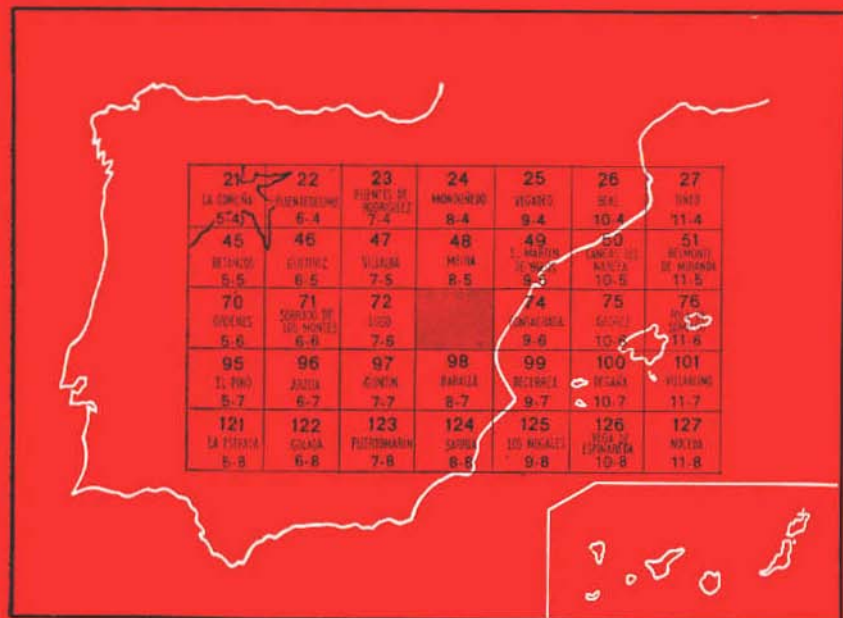
73**8-6**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CASTROVERDE

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CASTROVERDE

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por TCR, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes Técnicos Superiores:

En Geología de campo y gabinete: Terciario y Cuaternario, J. Dívar Rodríguez; Paleozoico, J. Hernández Urroz.

Colaboración y asesoramiento: Departamento de Geomorfología y Geotécnica de la Universidad de Oviedo. A. Marcos Vallaure, A. Pérez-Estaún y F. Martínez.

Estudio Petrográfico: M. T. Ruiz García.

Estudio Paleontológico: A. Marcos Vallaure y J. M. Truyols.

Dirección y Coordinación: J. Hernández Urroz.

Supervisión IGME: A. Huerga Rodríguez.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 37.659 - 1978

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La Hoja de Castroverde se encuentra situada en la provincia de Lugo, y está delimitada por las coordenadas: 7°31'10" y 7°11'10" de longitud Oeste (Greenwich) y 43°10'04" y 43°00'04" de latitud Norte.

Los materiales que se hallan representados en ella son un conjunto de depósitos que abarcan, casi ininterrumpidamente, desde el Cámbrico Inferior hasta el Silúrico.

Toda esta sucesión paleozoica se encuentra apoyada sobre materiales de edad precámbrica.

En el cuadrante SE. de la Hoja afloran dos batolitos granodioríticos.

Existen, además, unos sedimentos terciarios en el cuadrante NE., así como diversos materiales cuaternarios repartidos por toda la Hoja.

Desde el punto de vista estructural, la Hoja forma parte del «Manto de Mondoñedo» y está esencialmente ocupada por un gran pliegue acostado que abarca una superficie superior a los dos tercios de la Hoja. Por el E. existe una serie de sinclinales y anticlinales apretados, que se disponen en bandas longitudinales alineadas N.-S.

Los antecedentes generales existentes se remontan a mediados del siglo pasado, con la publicación del mapa de Galicia de SCHULTZ (1835).

Posteriormente, BARROIS (1882) estableció las bases estratigráficas de la zona astur-occidental leonesa. Realiza un corte transversal desde Castro-

verde hacia el E. y reconoce en los sinclinales la presencia de Bilobites y Skolithos.

HERNANDEZ SAMPELAYO (1915, 1931, 1935a, 1935b, 1942) aporta nuevos datos sobre la estratigrafía de la zona astur-occidental leonesa.

Publicaciones más recientes son las de LOTZE (1956, 1957 y 1966), con la división en zonas del hercínico de la Península y los estudios del Precámbrico y Cámbrico de España.

De gran interés son los mapas geológicos de Galicia de PARGA PONDAL (1958, 1960 y 1963).

Dentro de la Hoja de Castroverde, QUINTERO (1962) cita graptolites silúricos en el sinclinal de Real. WALTER (1962, 1963, 1965 y 1968) da una cartografía de gran precisión al N. de nuestra zona, así como las series de los materiales paleozoicos que se han seguido en este trabajo.

Finalmente, son también de gran importancia para este estudio los trabajos de MATTE (1964, 1967 y 1968) sobre estructura y CAPDEVILA (1967, 1969) sobre metamorfismo. Lindando al E. están los de MARCOS (1973) sobre las series y la estructura hercínica del occidente de Asturias, aportando también datos de interés.

Las Hojas geológicas «Síntesis de la cartografía existente», a escala 1:200.000, núm. 8, Lugo, y núm. 9, Cangas del Narcea, así como las del proyecto MAGNA, publicadas o en prensa, Hojas de Villalba (47), Lugo (72), Guntín (97) y Baralla (98) han servido para la elaboración del presente trabajo.

2 ESTRATIGRAFIA

Los terrenos que se encuentran representados en esta Hoja abarcan desde el Cámbrico Inferior hasta el Silúrico, en una sucesión casi continua, interrumpida únicamente por una laguna estratigráfica, existente en la base del Silúrico (MARCOS, 1973). Estos materiales paleozoicos se encuentran apoyados, en aparente discordancia cartográfica, sobre un Precámbrico esquistoso, de afloramientos reducidos dentro del ámbito de nuestra Hoja, puesto que están recubiertos por depósitos más recientes, terciarios y cuaternarios.

Paleogeográficamente pertenece a la zona III, definida por MATTE (1968).

2.1 PRECAMBRICO. SERIE DE VILLALBA (PC ξ + ξ A)

Los afloramientos de los materiales precámbricos se hallan reducidos al tercio noroccidental de la Hoja, estando recubiertos en su mayor parte por depósitos terciarios y cuaternarios.

Los primeros trabajos sobre esta serie datan de 1882 y fueron realizados por BARROIS. Posteriormente fue estudiada por GARCIA DE FIGUEROLA (1965), WALTER (1963-1968) y CAPDEVILA (1969).

La pequeña extensión de los afloramientos y la intrusión del macizo de Lugo, que produjo una aureola de metamorfismo de contacto, no permiten establecer ninguna secuencia del Precámbrico en este sector, pero según datos regionales, CAPDEVILA (1969), posiblemente se trate de una potente serie de 500 a 1.000 m., constituida por esquistos micáceos y gneises pelíticos con granates, con delgadas intercalaciones de gneises anfibólicos y anfibolitas.

Al microscopio los esquistos micáceos se presentan como rocas de grano más fino que los esquistos anfibólicos y con la esquistosidad mejor marcada. La biotita, generalmente muy abundante, se encuentra en cristales tabulares orientados. Ambas rocas presentan porfiroblastos poiquilíticos de granate.

2.2 CAMBRICO

Pertenecen al Cámbrico todos los afloramientos que ocupan la parte central de la Hoja y gran parte de los del tercio oriental de la misma.

Regionalmente, su estratigrafía fue estudiada por BARROIS (1882), LOTZE (1966), SANCHEZ DE LA TORRE (1962) y WALTER (1963-1968), habiendo sido revisada por MATTE (1968) y MARCOS (1973).

Se han seguido en estos trabajos los criterios usados por WALTER (1963), para establecer sus series, puesto que han podido reconocerse en el campo casi todos los tramos que definió. La ausencia de restos fósiles en estos niveles, dentro de la Hoja, no permite precisar edades, por lo que se basan en los datos regionales existentes.

La sucesión cámbrica para nuestra zona es la siguiente:

- Cuarcita de Cándana Inferior (Cámbrico Inferior).
- Pizarras de Cándana Medio (Cámbrico Inferior).
- Cuarcita de Cándana Superior (Cámbrico Inferior).
- Capas de tránsito (Cámbrico Inferior).
- Caliza de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio?).
- Capas de Riotorto (Cámbrico Medio-Superior?).
- Capas de Villamea (Cámbrico Medio Superior-Ordovícico Inferior?).

2.2.1 CUARCITA DE CANDANA INFERIOR (CA₁)

Los materiales más antiguos del Cámbrico de la Hoja (Cuarcitas de Cándana Inferior, de LOTZE, 1957), están constituidos por una serie, supuestamente discordante sobre el Precámbrico, que aflora en una ancha banda de dirección aproximada N.-S. y parcialmente tapada por depósitos Terciarios y Cuaternarios en la mitad noroccidental de la Hoja.

La potencia total de la formación oscila entre los 100 y los 200 m., aunque no ha sido posible precizarla con mayor exactitud, debido a que los afloramientos existentes forman pliegues muy laxos que, al igual que ocurre con la formación superior, no permiten un control preciso de la misma.

La base de la cuarcita de Cándana Inferior está formada por una alternancia de esquistos biotíticos satinados con cuarcita conglomerática que presenta cantos de cuarzo superiores a los 5 mm. de tamaño.

El techo de esta formación está constituido por otra alternancia, esta vez de cuarcitas, areniscas y pizarras. Gradualmente se pasa a la formación superior.

El criterio usado para separar ambas formaciones está basado en el carácter predominantemente detrítico de la inferior y pizarroso de la superior.

Las texturas que presentan las cuarcitas y los esquistos micáceos son granoblásticas y esquistosas. Como minerales accesorios hay apatito, óxidos de Fe, opacos, turmalina y circón.

Algunas cuarcitas son muy feldespáticas (cuarzo-feldespato potásico-microclina), lo que ha permitido una intensa caolinización en algunos puntos (cantera de Ludrio) (*).

2.2.2 PIZARRAS Y CALIZAS DE CANDANA (CA₁p₁; c)

Encima de la cuarcita de Cándana Inferior viene una serie constituida por 250 a 600 m. (?) de pizarras y esquistos, con un nivel carbonatado, intercalado muy constantemente, que permite el control de esta formación.

Esta última potencia (600 m.) se apoya en datos regionales, ya que dentro del ámbito de nuestra Hoja si se suman las potencias que hay desde el muro al nivel calcáreo (100 a 200 m. al NO. de Arcos (**), en el cuadrante noroccidental), más la existente desde éste hasta la base de la formación superior (100 a 200 m. en Pena (***), al N. de Castroverde, en la zona central de la Hoja) y los 50 m. del nivel calcáreo, se obtienen 250 a 450 m., cifra inferior a la que se cita regionalmente.

La diferencia existente puede ser debida a la imprecisión de los límites inferior y superior de esta formación, siendo este último límite sobre todo muy difícil de precisar en la cartografía.

Los tramos que se pueden observar son los siguientes:

- Pizarras verdosas y pizarras ligeramente arenosas en la base.
- Nivel carbonatado, de calizas bandeadas de colores azul grisáceo y blanco, con areniscas y pizarras negras al techo y muro.
- La caliza está muy recristalizada y no se observan en ella arqueociáticos. Toda la banda calcárea está jalonada por numerosas canteras calizas abandonadas, estando únicamente en funcionamiento la cantera de Arcos (****), con una potencia en el frente de 30 metros.

(*) X=296.045; Y=952.196.

(**) X=299.212; Y=955.823.

(***) X=302.583; Y=945.943.

(****) X=299.212; Y=955.823.

- Pizarras de color azul oscuro, con lineaciones muy claras. Presentan generalmente grandes cubos de pirita de hasta 5 mm. de arista. Allí donde la cantidad de pirita disminuye se han desarrollado importantes canteras (Andión (*)). También tienen intercalaciones de niveles areniscosos.
- Al techo aparece una serie de esquistos, pizarras y cuarcitas feldespáticas, que progresiva y gradualmente se hacen más detríticas hasta enlazar con la formación superior.

Al microscopio puede observarse en los niveles calcáreos que están formados fundamentalmente por calcita, pero presentan intercalaciones de lechos finos de dolomita. Como accesorios están: moscovita, cuarzo, materia carbonosa y opacos.

2.2.3 CUARCITA DE CANDANA SUPERIOR (CA_{1q})

Está formada por unos 200 a 300 m. de materiales psamíticos, que forman una franja de dirección aproximada N-S., y que dividen la Hoja prácticamente en dos, y en los cuales es posible diferenciar dos tramos.

El primero de ellos, difícil de separar de la formación inferior como ya se ha indicado, está compuesto por niveles de esquistos sericíticos y micáceos, pizarras sericíticas y arcosas y subarcosas en algunos pequeños bancos de cuarcitas, que pueden alcanzar una potencia de 100 a 200 metros.

El segundo puede llegar a tener 100 m.; está formado por bancos de cuarcitas, culminación de la formación y delgadas intercalaciones pizarrosas y arenosas.

Este tramo marca en la topografía un resalte muy acusado alineado N-S.

2.2.4 CAPAS DE TRANSITO (CA_{1p₂}; c)

Este tramo, denominado por WALTER (1963-1968) «Capas de tránsito», está formado por una alternancia de esquistos, pizarras, arcosas, areniscas y cuarcitas, con una potencia no fácil de precisar, pero que debe oscilar en esta zona alrededor de los 500 metros.

El hallazgo que cita WALTER (1963) en esta serie de arqueociátidos y trilobites permite datarla como Georgiense.

En la base, y de forma muy constante, aparece un nivel pizarroso de color azul oscuro a negro, con pequeños cristallitos de pirita. Viene encima una serie alternante, formada principalmente por esquistos, areniscas y pizarras arcillosas laminadas. También afloran delgados bancos de cuarcitas y pequeños lentejones calcáreos muy recrystalizados.

(*) X=301.538; Y=956.065.

2.2.5 CALIZA DE VEGADEO (CA_{1c})

Esta formación, que aflora —en flanco inverso— en el fondo de un valle que recorre toda la Hoja con dirección N.-S., consta de unos 100 m. de materiales calcáreos, generalmente muy recristalizados.

Son, normalmente, calizas masivas gris azuladas a blancas en su parte central (cantera de Muiña) (*) y pizarras calcáreas al techo, de colores gris azulado y rosa, con aspecto «griotte».

No se ha comprobado la presencia de ningún resto fósil, pero las características del último tramo de facies semejante a las del miembro superior de la Formación Láncara de la zona cantábrica, podría indicar una edad de Cámbrico Medio (ZAMARREÑO et al., 1975), con lo cual la caliza de Vegadeo sería Cámbrico Inferior-Medio. Al microscopio, la roca presenta una textura cristalina de grano fino orientada, con cuarzo accesorio, a veces. Las pizarras calcáreas del techo tienen como accesorio sericita, cuarzo y opacos.

El tamaño de grano es fino (según FOLK) y uniforme, pero se presentan algunas bandas con tamaños medios e incluso gruesos. En este último caso, los cristales suelen estar maclados. También se presentan vetillas de calcitas.

El nivel superior de pizarras calcáreas, es de grano muy fino, pudiéndose observar enriquecimientos de calcita en finos lechos. Como minerales accesorios hay sericitas, cuarzo, materia carbonosa, opacos, óxido de Fe y clorita.

2.2.6 CAPAS DE RIOTORTO (CA₂₋₃)

Esta formación, definida por WALTER (1968), consta en la zona de una serie de pizarras margosas y arcillosas, de colores abigarrados, que hacia la parte superior adquieren un fuerte color verde, a la vez que presentan algunas intercalaciones de materiales psamíticos.

El paso a la formación superior se efectúa de forma gradual en unos 150 m., lo que permite marcar el contacto cartográfico con bastante precisión.

La edad que se le atribuye es Cámbrico Medio-Superior.

Al microscopio son pizarras con alternancias en lechos de minerales sericítico-arcillosos con otros más silíceos.

Hay abundante cuarzo, moscovita, clorita y sericita, mientras que el circón, la turmalina, los opacos y los óxidos de Fe aparecen con más frecuencia como accesorios.

2.2.7 CAPAS DE VILLAMEA (CA₂₋₃-O₁₂¹)

También definida por WALTER (1968), esta formación está constituida por

(*) X=308.303; Y=951.120.

pizarras arcillosas de color negro azulado, con alternancias de niveles más detríticos.

Al techo presenta mayor predominio de materiales arenosos, con algunos bancos delgados de cuarcitas, que marcan un tránsito gradual a la formación superior.

2.3 ORDOVICICO

En base a los datos de WALTER (1968) y MARCOS (1973), se han podido diferenciar en la cartografía de los materiales ordovícicos los tres tramos siguientes, presentes en los sinclinales de Real y Rececende, al E. de la Hoja:

- Capas inferiores del río Eo.
- Capas superiores del río Eo.
- Pizarras de Luarca.

En las capas del Eo se han encontrado pistas de *Trilobites* y *Cruziana*, que permiten precisar la edad, dado que los fósiles que se encuentran encima son de edad Llandovery estas capas se pueden atribuir al Ordovícico Inferior (Tremadoc-Arenig). La distribución de los yacimientos puede verse en el cuadro 1, donde se hallan representados todos los yacimientos de icnofósiles de la Hoja.

Principalmente se han encontrado:

- *Cruziana furcifera*.
- *Cruziana rugosa*.
- *Cruziana goldfussi*.
- *Planolites*.
- *Skolithos* sp.
- *Monomorphichnus* sp.
- *Teichichnus*
y pistas de *Trilobites* (de género indeterminado).

2.3.1 CAPAS INFERIORES DEL RIO EO (O₁₂¹⁻²)

El tránsito de las capas de Villamea a las capas del río Eo inferior se efectúa dentro de la Hoja gradualmente, de forma tal que llega a ser difícil la separación en el campo de los niveles más arenosos de las pizarras de Villamea de las primeras capas del río Eo inferior. El tramo está compuesto por una alternancia de pizarras, esquistos y cuarcitas, estas últimas en bancos, que en la parte más alta pueden superar los dos metros de potencia.

Están presentes en los niveles psamíticos estructuras sedimentarias de origen orgánico e inorgánico, propias de una sedimentación en un medio somero. Entre las primeras tenemos *Cruziana* y *Skolithos*, mientras que en las segundas se pueden observar laminación paralela, laminación cruzada tabular y huellas de carga y ripples.

Al microscopio puede observarse que los niveles pizarrosos son de grano fino, con abundancia de minerales micáceos, mientras que los esquistos son de grano mayor y más silíceos. Como minerales accesorios se presentan siempre o casi siempre turmalina, zircón, opacos y materia carbonosa y óxido de Fe.

Los tramos más altos son cuarcíticos (generalmente cuarcitas orientadas y plagioclásicas).

2.3.2 CAPAS SUPERIORES DEL RIO EO (O₁₂³)

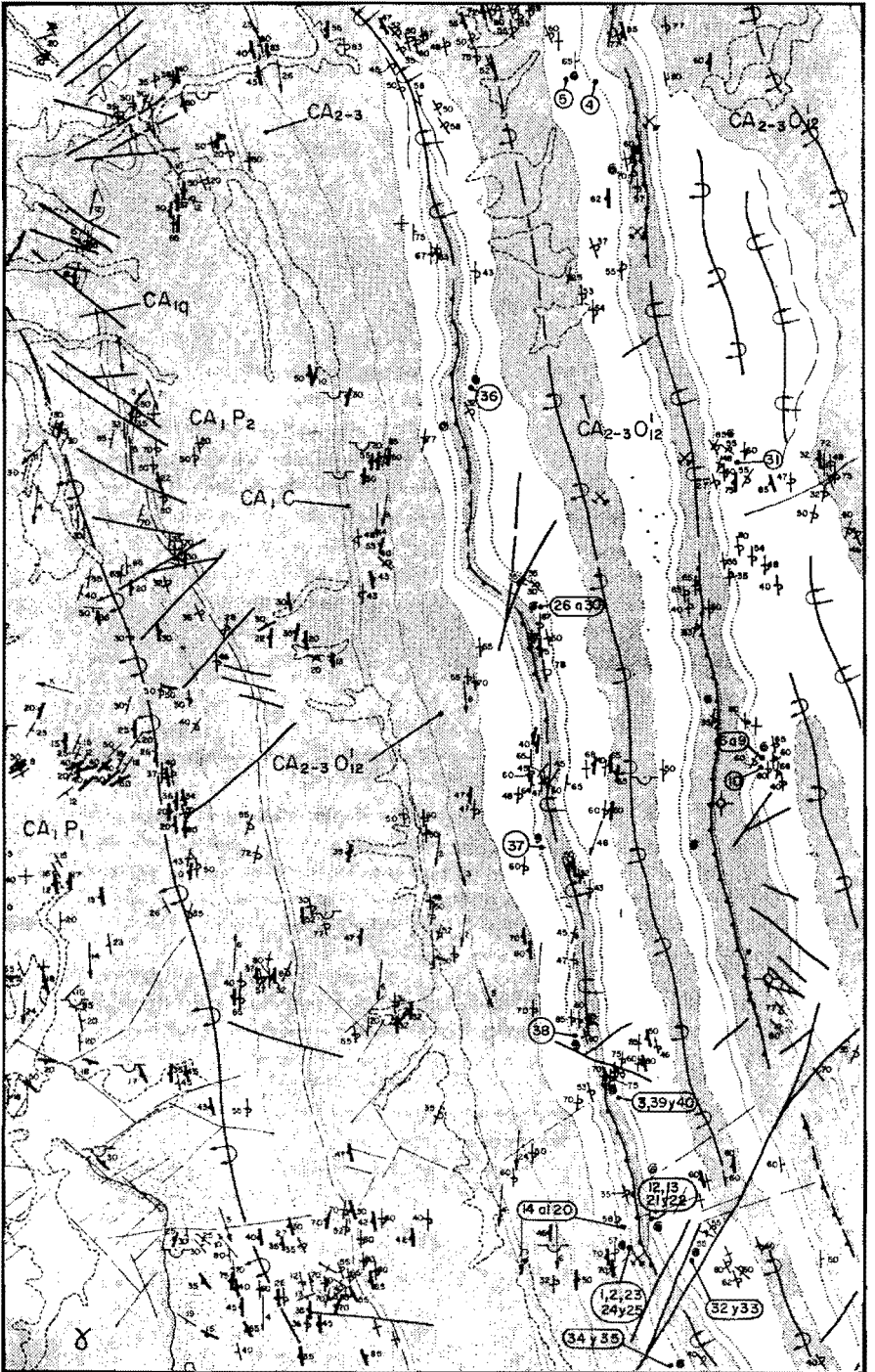
La culminación de las capas del Eo la constituyen dos o tres bancos de cuarcita, con intercalaciones de algunos niveles pizarrosos y esquistosos, poco potentes. Esta formación es muy parecida a la anterior, diferenciándose por presentar un aspecto masivo, debido a la superior potencia de los bancos de cuarcita que llegan a alcanzar los cinco metros.

Leyenda del cuadro 1: *Yacimientos fosilíferos en las capas del Eo.*

Edad: Tremadoc Superior a Llanvírn. Más probable Arenig.

Clasificación efectuada por A. Marcos, del Departamento de Geomorfología y Geotectónica de la Universidad de Oviedo.

- | | |
|--|---|
| 1. <i>Cruziana furcifera</i> | 21. <i>Cruziana furcifera</i> . |
| 2. <i>Cruziana rugosa</i> . | 22. Pistas de trilobites (género indeterminado). |
| 3. <i>Cruziana</i> sp. | 23. <i>Teichichnus</i> . |
| 4. Pistas de tribolites, probablemente <i>Cruziana</i> . | 24. <i>Cruziana furcifera</i> . |
| 5. <i>Cruziana</i> cf. <i>goldfussi</i> y <i>Cruziana</i> sp. | 25. <i>Cruziana</i> sp. |
| 6. <i>Cruziana?</i> <i>furcifera</i> . | 26. ¿ <i>Cruziana furcifera</i> . |
| 7. <i>Cruziana furcifera</i> . | 27. <i>Cruziana furcifera</i> . |
| 8. <i>Cruziana</i> sp. | 28. Pistas de trilobites. |
| 9. <i>Cruziana furcifera</i> . | 29. ? <i>Cruziana</i> cf. <i>furcifera</i> . |
| 10. <i>Cruziana furcifera</i> . | 30. ? <i>Cruziana furcifera</i> . |
| 11. <i>Cruziana</i> cf. <i>furcifera</i> . | 31. ? <i>Cruziana furcifera</i> . |
| 12. ¿ <i>Cruziana furcifera</i> . | 32. <i>Cruziana rugosa</i> . |
| 13. Pistas de trilobites. | 33. ? <i>Cruziana furcifera</i> . |
| 14. ¿ <i>Cruziana furcifera</i> . | 34. <i>Teichichnus</i> sp. |
| 15. <i>Cruziana rugosa</i> (muy típica). | 35. <i>Cruziana</i> cf. <i>rugosa</i> . |
| 16. <i>Cruziana</i> cf. <i>rugosa</i> . | 36. <i>Cruziana</i> sp. |
| 17. <i>Cruziana</i> sp. y <i>planolites</i> . | 37. <i>Cruziana furcifera</i> . |
| 18. <i>Skolithos</i> sp., <i>Monomorphichnus</i> sp. y <i>Cruziana furcifera</i> . | 38. <i>Cruziana goldfussi</i> . |
| 19. <i>Cruziana rugosa</i> . | 39. <i>Cruziana</i> cf. <i>furcifera</i> D'ORBIGNY. |
| 20. <i>Cruziana furcifera</i> . | 40. ¿ <i>Cruziana rugosa?</i> <i>Cruziana furcifera</i> . |



CUADRO 1

Capas del Eo

2.3.3 PIZARRAS DE LUARCA (O₂)

El tramo superior del Ordovícico está representado por unas pizarras satinadas de color azul oscuro, alternando con pequeñas intercalaciones arenosas, con una potencia que oscila alrededor de los 100 m. Esta serie fue denominada por BARROIS (1882) Pizarras de Luarca, y aunque no se haya encontrado fauna dentro de la Hoja, se puede datar como Llandeilo, en base a los graptolites y trilobites encontrados por HERNANDEZ SAMPELAYO (1935) y WALTER (1968).

2.4 SILURICO (S)

Dentro de la Hoja, los afloramientos de los materiales silúricos se localizan en el núcleo de los sinclinales ordovícicos.

Las facies que presentan es muy uniforme en todos los puntos observados, y como guarda cierta similitud con la de los materiales infrayacentes y además sus afloramientos son muy reducidos (potencia total no superior a los 30 m.), es muy difícil establecer la separación de ambos tramos. Para su representación en el mapa obviamente ha tenido que ser exagerada la potencia.

En la casi totalidad de los puntos observados, tanto en el sinclinal de Real como en el de Rececende, existen yacimientos fosilíferos de graptolites (*Monograptus*).

Ya HERNANDEZ SAMPELAYO (1935) cita fauna que atribuye al Wenlock-Ludlow.

QUINTERO (1962) estudia un yacimiento en el sinclinal de Real dentro de nuestra Hoja, dándoles una edad Taranon.

Ultimamente, WALTER (1968) sitúa la fauna encontrada en la zona 22 de ELLES & WOOD.

Los graptolites siguientes, encontrados en la Hoja de Castroverde, han sido clasificados por el Profesor TRUYOLS:

Monograptus priodon BRONN

Monograptus halli BARR.

Monograptus sedgwicki? PORTL

La edad es Llandovery Medio-Superior (antiguo Taranon), zona 22 de ELLES & WOOD.

No se han podido observar pizarras con cloritoide, que según los datos regionales deberían encontrarse en él.

2.5 NEOGENO (TB)

El primer antecedente bibliográfico de esta cuenca terciaria, que los autores denominan «Cuenca de Villalba», fue dado por SCHULZ (1835) en su «Descripción Geognóstica del Reino de Galicia», al indicar la presencia de sedimentos pertenecientes al «Terreno terciario» en la tierra llana de Lugo. Desde entonces han sido numerosos los autores que de forma general han estudiado esta cuenca terciaria.

En la Hoja de Castroverde los materiales terciarios ocupan una extensión de unos 25 km² en el vértice NO. de la Hoja, pero están cubiertos casi en su totalidad por materiales cuaternarios con un desarrollo bastante uniforme; esto, unido a la perfecta horizontabilidad de los materiales terciarios y el poco relieve existente en la «Tierra Llana», hace que los afloramientos Terciarios sean muy raros y sólo en algunos casos se pueden observar los tramos más altos de dicha formación. Los diferentes autores hablan de una marcada cicatriz erosiva entre Terciario y Cuaternario, esto se observa en muy pocos puntos y en otros no existe.

Como serie tipo de la cuenca terciaria, podemos considerar la dada por BRELL (1974) en la cantera de la Cerámica Rubiera de Moimente (*), en la Hoja núm. 48, Meira, a unos 4 km. al N. del borde de la Hoja de Castroverde, con la siguiente sucesión estratigráfica:

- Techo: 0,30 m.—Suelo vegetal.
0,90 m.—Cuaternario, conglomerado de cantos cuarcíticos y matriz arcillosa de color amarillento.
~.—Cicatriz erosiva.
3,60 m.—Arenas arcillosas grises.
8,40 m.—Arcillas grises compactas.
2,60 m.—Arcillas azuladas puras.
3,70 m.—Arenas arcillosas con frecuentes intercalaciones arcillosas.
Muro: 6,60 m.—Arcillas arenosas grises.

En nuestra Hoja no se encuentran aflorando más que los tres primeros metros de arenas arcillosas grises y verdosas, y en algún borde de cuenca arcillas compactas rojas que podrían tratarse de la alteración «in situ» de los materiales del sustrato durante el Terciario, es decir, arcillas de alteración de edad Terciaria.

Los materiales terciarios tienen una potencia media de unos 30 m., aunque puntualmente ésta puede ser mayor, como por ejemplo en Castro de Riveras de Lea (*), cerca del manicomio provincial existió un pozo, hoy cegado, de 54 m., todo él en materiales terciarios.

(*) X=291.444; Y=957.060.

La edad de estas formaciones fue dada por MEDUS (1965) y NONN (1966) por estudios palinológicos y datación de *Ostrácodos* y *Characeas*, como Mioceno Medio o Superior (Vindoboniense S. L.).

El Terciario se presenta como un conjunto de materiales detríticos finos, con unos tramos más arcillosos y otros más arenosos, pero por regla general la fracción dominante es la inferior a 60 micras, en la mayor parte de los tramos.

La fracción arenosa presenta como mineral principal siempre el cuarzo, acompañado de feldespatos potásicos, en otras ocasiones plagioclasas, y óxidos de hierro, generalmente con poco transporte. Se observa que los granos de cuarzo están poco trabajados.

La fracción arcillosa tiene como mineral dominante con más frecuencia a la illita, proveniente de la hidratación de moscovitas, en porcentaje bastante alto (50-80 por 100), y en otros casos más infrecuentes la montmorillonita (40-55 por 100), pero aun en estos casos la illita es siempre superior a un 30 por 100.

El mineral secundario es la caolinita, con porcentaje más bajo, 15-35 por 100. En un caso concreto se encontró una cantidad relativamente alta de caolinita, 55 por 100, asociada a illita, 45 por 100, en una muestra de la alteración Terciaria del borde de la cuenca (arcillas rojas puras). La asociación más frecuente es illita, 70 por 100, y caolinita, 30 por 100.

Esta mineralogía permite suponer que el área fuente principal son los esquistos precámbricos de la serie de Villalba, aunque otros materiales próximos, como la serie Cándana del Cámbrico Inferior, es posible también que constituyan el área madre, sobre todo por ser de grano más grueso que los esquistos, y la mediana de los sedimentos terciarios es superior también a la de los materiales esquistosos precámbricos.

Con respecto a la paleoclimatología de la cuenca durante la sedimentación terciaria, la presencia de feldespatos en la fracción arenosa y los contenidos bastante bajos de caolinita parecen indicar unas condiciones climatológicas poco agresivas.

La presencia de montmorillonita, cuyo origen puede ser diverso, puede deberse a la alteración de los minerales micáceos del área fuente y no como producto de neoformación en la cuenca, puesto que no se han encontrado otros minerales neoformados, y además y al ser las condiciones climáticas suaves no debieron originar una migración de cationes lo suficientemente rica como para originar esta neoformación.

2.6 CUATERNARIO

Podemos distinguir dos tipos de Cuaternario: Cuaternarios antiguos (Pleistoceno), representados por un amplio conjunto de terrazas fluviales, y Cuater-

narios recientes (Holoceno, llanuras aluviales, fondos de valle, coluviones, canchales, indiferenciados, etc.).

2.6.1 PLEISTOCENO (Q₁T₁, Q₁T₂, Q₁T₃, Q₁T₄, Q₁GI-T)

Las terrazas fluviales de considerable extensión se instalan en la denominada «Terra Cha», en el vértice NO. de la Hoja. Esta zona, desde un punto de vista morfológico, es considerada por VIROT y SLE (1954) como un amplio fragmento «de la superficie de erosión principal de Galicia». Los sedimentos Terciarios y Cuaternarios han nivelado aún más esta superficie, que se presenta actualmente como una gran llanura. Según NONN (1966), se trata de la «superficie de erosión aquitaniense de probable edad fini-oligocena»; es de destacar, como señalan estos mismos autores, que dicha superficie se levanta progresivamente hacia el Sur. En la zona de nuestra Hoja están a unos 420-440 m. de altitud, una parte de la cuenca alta del río Miño. Este basculamiento de dirección N.-S. se ha efectuado posteriormente a su neoplanificación durante el Mioceno, y ha debido afectar de forma importante a la red hidrográfica de toda la región.

Las terrazas corresponden a la divagación del río Miño y sus afluentes, el más importante de los cuales en esta zona actualmente es el río Lea.

Se puede estudiar un sistema de terrazas superpuestas, con los siguientes niveles:

Primera terraza Q ₁ T ₁ :	35-45 m.
Segunda terraza Q ₁ T ₂ :	20-25 m.
Tercera terraza Q ₁ T ₃ :	6-7 m.
Cuarta terraza Q ₁ T ₄ :	1,5 m.

Las terrazas se han individualizado más por criterios morfológicos que sedimentológicos, pues Q₁T₁, Q₁T₂ y Q₁T₃ tienen características muy parecidas y sólo la Q₁T₄ presenta unos sedimentos claramente diferenciados.

Primera terraza (Q₁T₁)

A 35-45 m. sobre el cauce actual del río Miño, queda un pequeño vestigio residual en el Monet (*) Condado (457 m.) de la parroquia de Loentia, término municipal de Castro de Rey. Está compuesta por un conglomerado de cuarzo y cuarcita, con matriz arcillo-arenosa, formando un manto de unos 3 m. de potencia, recubierto por un suelo vegetal de 1 m. de espesor.

Es un conjunto de cantos, subredondeados a subangulosos, de moda 3 cm. y centil 12 cm.; hay niveles en que los cantos están más clasificados y son más abundantes, la matriz arcillo-arenosa es de color marrón amarillento.

(*) X=293.239; Y=955.473.

En esta terraza se observa un paleocanal de gran amplitud, con dirección aproximada N. 30° E., con bloques que alcanzan los 70 cm. de diámetro.

Segunda terraza (Q₁T₂) (20-25 m.)

De mayor extensión que la Q₁T₁. En la carretera local de Castro de Riveras, de Lea a Ludrio se puede estudiar el siguiente corte:

Techo: 0,35 m.—Suelo vegetal.

0,50 m.—Arenas verdes con matriz arcillo-margosa y algunos cantos de pequeño tamaño.

1,5 m.—Conglomerado de cantos de cuarzo y cuarcita, algunos menos frecuentes de areniscas alteradas, la moda 3,5 cm. y el centil 14 cm. Cantos redondeados y subredondeados, muy trabajados, algunos con manchas de óxidos de Fe y posible rubefacción, matriz arcillo-arenosa, siendo la fracción arenosa algo más grosera.

~.—Pequeña cicatriz erosiva.

Muro: 2 m.—Arenas verdosas gruesas, con pocos cantos de pequeño tamaño y matriz arcillosa muy parecida a la del nivel superior. Este tramo se considera ya Terciario-Pleistoceno.

Tercera terraza (Q₁T₃) (6-7 m.)

Es la de mayor extensión. Sobre ella se encuentra emplazado el aeródromo de Rozas (*).

Esta terraza enlaza lateralmente en el Este sin solución de continuidad topográfica con un glacis terraza (Q₁Gl-T), probablemente de erosión, constituido por gravas con cantos de cuarzo y cuarcita, de matriz areno-arcillosa. Es un sedimento muy parecido al de la propia terraza. El glacis terraza se enclava en la ladera O. del Monte Da Rodela (**) (Municipio de Castro del Rey).

Se han efectuado dos cortes de esta terraza. El primero, al NO., es como sigue:

Techo: 0,25 m.—Suelo vegetal.

0,20 m.—Arenas cuarcíferas gruesas, matriz arcillosa.

0,40 m.—Conglomerado de cuarzo y cuarcita, centil 10 cm., moda 2 a 3 cm., subredondeados.

~.—Pequeña cicatriz erosiva.

Muro: 1 m.—Arenas y arcillas margosas verdes. La fracción arenosa bastante homométrica con matriz arcillosa. Terciario.

(*) X=291.574; Y=952.414.

(**) X=295.796; Y=954.630.

El segundo corte, en un afloramiento más al S., es:

- Techo: 0,90 m.—Suelo vegetal.
0,25 m.—Gravas y arenas de cuarzo y cuarcita, con cantos de hasta 2 cm.
0,15 m.—Lentejones de arcillas muy puras, en tonos abigarrados.
0,25 m.—Gravas y arenas parecidas a las anteriores, pero menos groseras.
0,40-
0,70 m.—Conglomerado de cuarzo y cuarcita con matriz areno-arcillosa, color marrón claro, subredondeados a subangulosos, moda 2 a 3 cm., centil 18 cm.
~.—Marcada cicatriz erosiva.
Muro: 2 m.—Margas y arcillas verdes. Terciarias.

Cuarta terraza (O₁T₄) (1,5 m.)

Es la más moderna y se encuentra emplazada a ambos lados del cauce actual del río Lea, dando una extensa gravera, explotada aunque en pequeña industria de tipo familiar.

Son unas graveras bastante homométricas, sin cantos superiores a los 4 mm., y en toda su extensión la arena gruesa y la grava (tamaños superiores a 0,500 mm.) alcanzan porcentajes superiores al 76 por 100, llegando, en algunos casos, hasta el 92 por 100. Son, por tanto, unas gravas y arenas de cuarzo, cuarcita y también pizarras, esquistos y hasta feldespatos (en pequeña proporción) con homometría y muy heterogranulares, con cantos subangulosos poco trabajados. Moda alrededor de 1 mm. y centil 4 mm. Tienen un aspecto muy parecido al del Lem granítico. Son arenas que se aprovechan para la construcción.

Los depósitos actuales del río Lea, con los que está en contacto, difieren, sin embargo, bastante de esta terraza; en ellos el porcentaje de sedimento superior a 500 Micras sólo alcanza el 41 por 100, estando la moda en las arenas medias (de 0,250 mm. a 0,500 mm.) con un 29,21 por 100, y teniendo una importante matriz arcillosa, que representa el 9,71 por 100 del sedimento.

La cuarta terraza tiene bastante extensión en Castro de Riberas de Lea (*) y se continúa en la Hoja de Lugo, núm. 72; su potencia varía de 2 a 4 m., acuniándose lateralmente.

2.6.2 HOLOCENO (O₂C, O₂A1, O₂I)

Además de las terrazas existe otra amplia gama de depósitos cuaternarios, tales como: conos de deyección, fondos de valle, canchales, coluviones

(*) X=291.444; Y=957.060.

y llanuras aluviales que se han atribuido, sin pruebas paleontológicas, a depósitos actuales o subactuales holocenos.

Sobre estos depósitos se desarrolla un suelo orgánico, lo que da un recubrimiento de gran importancia en la Hoja.

Este suelo, generalmente, no es muy potente (menos de 1 m.) aunque puntualmente pueda llegar a los 3 m. Se encuentra bien desarrollado y ampliamente extendido.

No se han observado, como en otras Hojas cercanas, de parecida litología, topografía, climatología y demás características que influyen en la sedimentación, depósitos de turberas, ni entre los materiales Terciarios (podría quizá haberlas aunque no aflorasen), ni entre los Cuaternarios.

3 TECTONICA

3.1 INTRODUCCION

Las estructuras presentes en la Hoja de Castroverde forman parte del llamado «Manto de Mondoñedo», WALTER (1968), MATTE (1968); gran estructura formada por un conjunto de pliegues tumbados, apilados, como son los anticlinales de Sarriá, Becerreá, Mayor y Villamea, cuyos límites oriental y occidental vienen marcados respectivamente por el «Cabalgamiento basal del

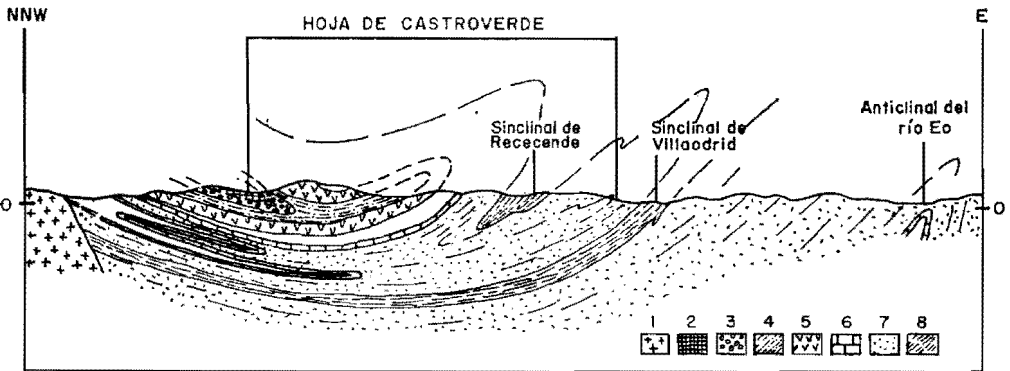
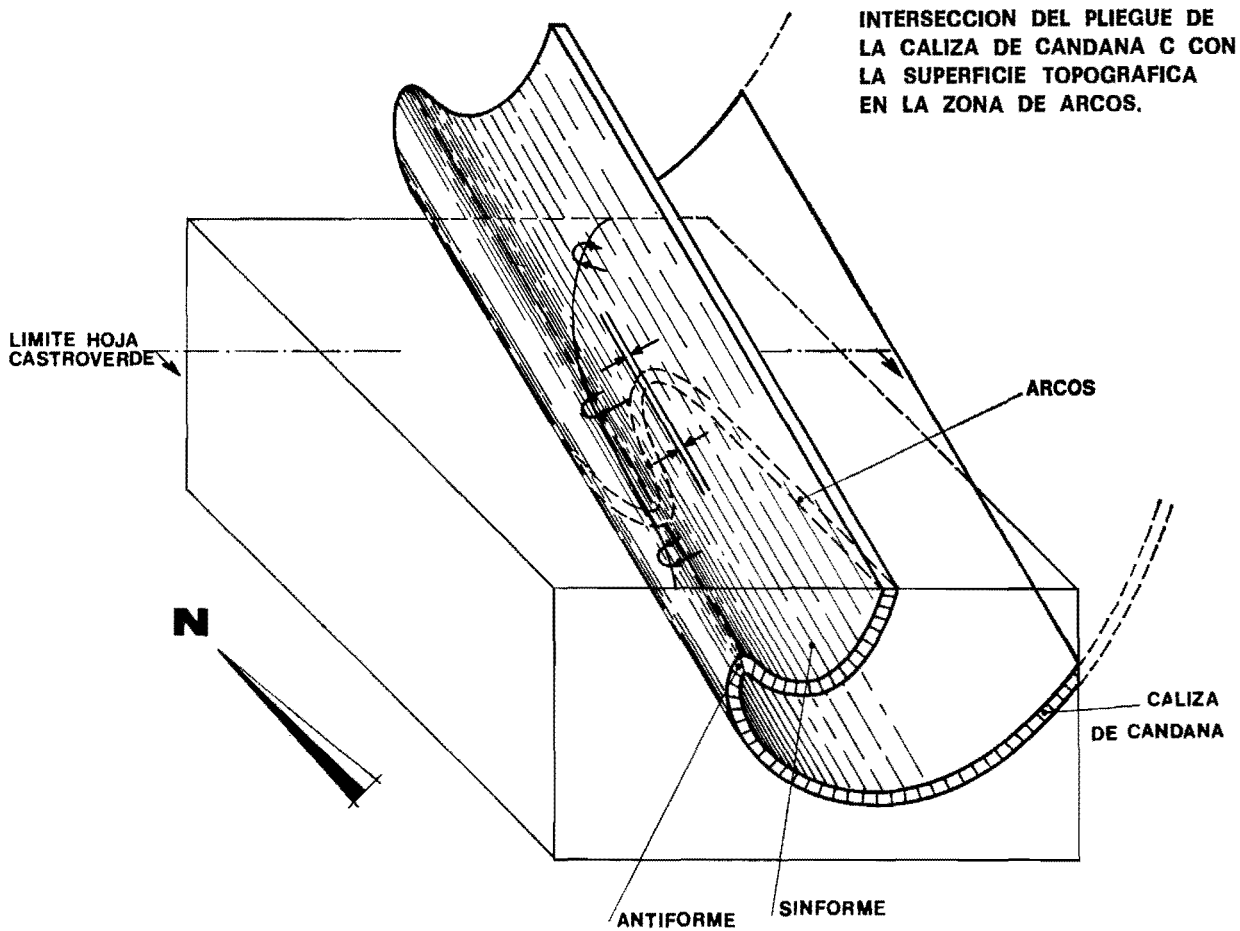


Figura 1.—Corte geológico de Mondoñedo a Bres (según Walter). 1.—Granito de dos micas. 2.—Precámbrico. 3.—Cuarcita de Cándana Inferior. 4.—Pizarras de Cándana. 5.—Cuarcita de Cándana Superior. 6.—Caliza de Vegadeo. 7.—Cámbrico Medio y Superior. 8.—Ordovícico y Silúrico.



Manto de Mondoñedo», MARCOS (1973), y la falla de Vivero, MATTE (1968), CAPDEVILA (1969).

La edad de formación de estos pliegues es Hercínica, habiendo sufrido posteriormente ligeras modificaciones.

En relación con el «Manto de Mondoñedo», la Hoja de Castroverde se halla situada en la zona central, en su flanco inverso (fig. 1).

Dentro del ámbito de la Hoja, se pasa del Dominio de los pliegues de plano axial subvertical del tercio oriental, al Dominio de los pliegues tumbados del occidente.

3.2 LA ESTRUCTURA GENERAL A ESCALA CARTOGRAFICA

La estructura general de la Hoja forma parte de un gran sinforme de fase 3. De la observación de la cartografía destaca la existencia de una serie de pliegues muy apretados en el extremo oriental de la Hoja, con superficies axiales subverticales, buzando ligeramente al Oeste.

Hacia el Este se pasa a una zona casi tabular, con las capas en disposición próxima a la horizontalidad, que constituye la parte central de la Hoja, donde se evidencia en la cartografía una serie de suaves flexiones (fig. 1).

La parte más occidental está constituida por afloramientos de materiales precámbricos, que se hallan recubiertos en su casi totalidad por depósitos Terciarios y Cuaternarios.

El ángulo SO. se encuentra ocupado por dos macizos granodioríticos.

Dentro del grupo de pliegues de primera fase existentes en el extremo oriental de la Hoja convergen una serie de puntos que se pueden considerar comunes.

Es un conjunto de pliegues isoclinales muy apretados, cuyo flanco inverso presenta generalmente una mayor amplitud que el flanco normal, y cuya traza axial lleva dirección aproximada N.-S.

Los ejes son subhorizontales, presentando un ligero levantamiento hacia el Norte, como se aprecia claramente en la terminación periclinal del sinclinal de Real, al SE. de Riojaún.

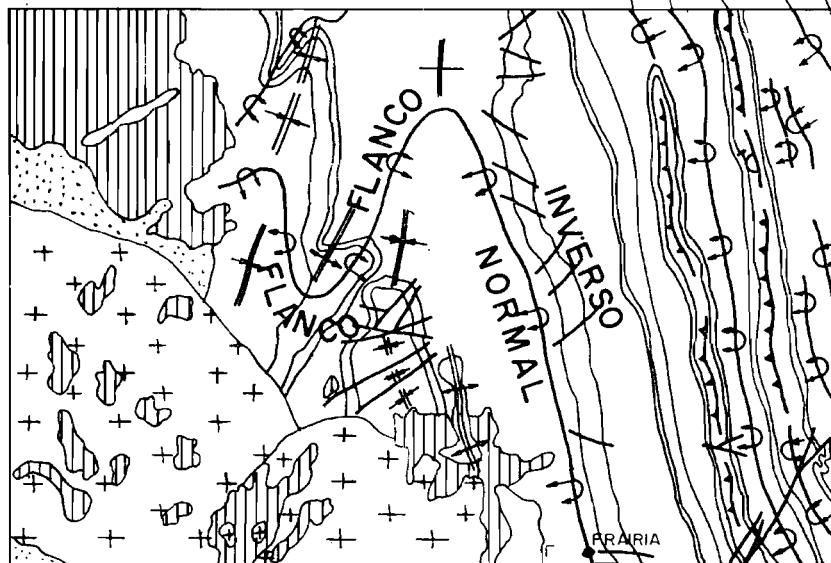
Las vergencias son hacia el Este, con las superficies axiales inclinadas hacia el Oeste, con valores que oscilan entre los 35 y los 85 grados.

Como ya se ha visto, la región limitada al Este y Norte por la traza axial del anticlinal de Frairía constituye el flanco normal de esta estructura (fig. 2).

Sobre este flanco normal se diferencia una serie de pliegues de amplio radio de curvatura, tales como el sinclinal de Frayalde, el anticlinal de Baille, el sinclinal de Monciro y el anticlinal de Pena.

Estos pliegues corresponden claramente a una generación posterior a todos los anteriormente citados, a los que deforman. Se trata de pliegues de superficie axial subvertical y ejes subhorizontales ligeramente inclinados al Sur. Así, estos pliegues son los causantes de las inflexiones que presenta la traza axial del anticlinal de Frairía en este sector.

SINCLINAL DE REAL
 ANTICLINAL DE MAYOR
 SINCLINAL DE RECEZENDE
 ANTICLINAL DE VILLAMEA
 SINCLINAL DE VILLAODRID



Escala 1:250.000



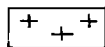
Terciario y Cuaternario



"Serie de Villaiba"
 Precámbrico



Paleozoico



"Macizo de Lugo" y "Macizo de Castroverde"
 Granodiorita tardía

Figura 2.—Esquema tectónico.

La superposición de ambos sistemas de pliegues conduce a la formación de un modelo de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967).

Todo el amplio flanco inverso situado entre el sinclinal de Real y el anticlinal de Frairía gira al Oeste en la parte norte de la Hoja, hasta penetrar en el área precámbrica. La traza axial del sinclinal de Real, al norte de nuestra Hoja, debe mostrar un trazado semejante al que presenta la traza axial del anticlinal de Frairía, volviendo a aparecer en la Hoja de Castroverde por Villadonga (fig. 2).

El conjunto de todas las estructuras descritas y pertenecientes a la Hoja se encuentran afectadas por una red de fracturas, que no modifican esencialmente el modelo geológico antes descrito.

En el núcleo de estos sinclinales aparecen los sedimentos más modernos, que afloran en la sucesión paleozoica de la Hoja. Materiales pizarrosos de edad silúrica.

Los núcleos sinclinales se encuentran pinzados, de forma que estos depósitos se hallan limitados por superficies de cabalgamiento que superponen a las ampelitas silúricas las pizarras del Ordovícico Medio (pizarras de Luarca).

En conjunto se aprecian esencialmente dos grandes sinclinales, el de Recende y el de Real, separados por el anticlinal de Mayor (fig. 2).

Al norte de Fontaneira, en el límite SE. de la Hoja, existe un anticlinorio más complejo, que separa el sinclinal de Recende del sinclinal de Villaodrid, este último ya fuera del ámbito de esta Hoja.

A partir del núcleo del sinclinal de Real y en dirección E. se va descendiendo en la sucesión estratigráfica, que prosigue ininterrumpidamente y en posición de flanco inverso hasta el núcleo del anticlinal siguiente: anticlinal de Frairía, situado en las pizarras de Cándana.

La traza axial de este último anticlinal tiene un trazado N-S. y va desde el límite inferior de la Hoja hasta la altura de Andión, en cuyas proximidades describe una fuerte curvatura, dirigiéndose posteriormente hacia el S-O.

Dicha traza axial es el resultado de la intersección por la superficie topográfica de la superficie axial del pliegue anticlinal de Frairía, superficie axial que se encuentra dispuesta subhorizontalmente y está suavemente flexionada por pliegues más tardíos.

Referente al contacto entre el Cámbrico Inferior y el Precámbrico, dentro de la Hoja, hay que resaltar el hecho de que se puede observar con ciertas dificultades en los alrededores de Orizón, aun cuando a efectos cartográficos se puede considerar situado con bastante aproximación.

Debido a la intensidad de la deformación, no pueden obtenerse datos concluyentes sobre el carácter de este contacto. En este sentido, y teniendo en cuenta que en el área del antiforme del Narcea el Cámbrico Inferior se apoya discordantemente sobre materiales precámbricos, algunos autores han supuesto que existe discordancia también en esta zona (CAPDEVILA, 1969).

Sin embargo, en este área no se ha podido evidenciar ninguna estructura

que no se encuentre relacionada con las fases de deformación hercínicas, por lo que para un conocimiento más exacto de las estructuras precámbricas hay que remitirse a lo citado por los autores de las Hojas Geológicas 1:50.000 colindantes, en donde los afloramientos de estos materiales son mejores.

3.3 LAS FASES DE DEFORMACION HERCINIANAS

Dentro del ámbito de la Hoja existen varias fases de deformación atribuibles a la orogenia hercínica.

Siguiendo la nomenclatura de MATTE (1968) estas dos fases principales son denominadas fase 1 y fase 2.

3.3.1 PRIMERA FASE DE DEFORMACION

Esta fase es la de mayor importancia dentro de la Hoja, puesto que es la que produce las grandes estructuras, como son el gran pliegue acostado que abarca la parte central de la Hoja y toda la serie de pliegues anticlinales y sinclinales que se pueden observar hacia el Este:

- Sinclinal de Real.
- Anticlinal de Mayor.
- Sinclinal de Rececende.
- Anticlinal de Villamea.

Dado que las características principales de ambas estructuras se han definido con anterioridad, únicamente merece la pena el resaltar que existe un levantamiento o verticalización progresivo de las superficies axiales de los pliegues, debido a la superposición de pliegues de fase 2. Esta estructura general es claramente visible en los cortes que acompañan a la cartografía.

A una escala más pequeña y asociada a las anteriores, existe una serie de pliegues que se hallan repartidos a lo largo y ancho de toda la Hoja.

Estos pliegues, de estilo similar, están íntimamente relacionados con las estructuras de la primera fase. Todos ellos vienen acompañados por una esquistosidad de flujo que está desarrollada por toda la Hoja.

Esta esquistosidad de flujo es subhorizontal, y se dispone paralelamente a las superficies axiales de los pliegues en el centro de la Hoja, mientras que hacia el oriente se levanta acompañando el levantamiento de los pliegues.

A escala microscópica la esquistosidad de flujo viene definida por una ordenación paralela de los minerales micáceos, principalmente biotita y moscovita, y por un aplastamiento y elongación de los granos de cuarzo paralelamente a la dirección de máxima esquistosidad.

A escala macroscópica esta ordenación de los minerales se manifiesta en una lineación (lineación de estiramiento) visible en algunos puntos de la Hoja.

La intersección de la esquistosidad con la estratificación define una lineación de intersección claramente visible en el campo en rocas laminadas y que lógicamente es paralela a los ejes de los pliegues. Esta lineación de intersección se dispone en el campo subhorizontalmente, aunque presenta variaciones debidas al cabeceo de los ejes de los pliegues o a la intersección de pliegues de segunda fase.

Si bien la disposición de las lineaciones de intersección en materiales paleozoicos y precámbricos podría registrar alguna diferencia, debido a la distinta disposición de los estratos en unos materiales y en otros, este hecho no ha podido ser observado en el campo, cosa que puede deberse a la gran intensidad de la deformación, pues aun en el caso de que existiese una fuerte discordancia, ésta podría encontrarse obliterada en el campo (ver RAMSAY, 1967, pp. 513 a 515).

En los lugares donde se da una alternancia de capas de distinta ductilidad, es posible observar con frecuencia Mullions y Boudins, cuyos ejes se disponen coherentemente con la dirección de los ejes citados.

En los núcleos de los sinclinales silúricos se presentan cabalgamientos a lo largo de casi todo su trazado, que parecen cortar estructuras menores de primera fase (S₁) y por ello son tardíos respecto a ella, pudiéndose relacionar tal vez con las estructuras de fase 2, citadas por MARCOS (1971, 1973), en la región que limita al E. de nuestra Hoja.

3.3.2 SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

Posteriormente a la primera fase de deformación se originan pliegues y flexiones de amplio radio de curvatura, que modifican la disposición de las estructuras ya existentes.

Estos pliegues, homoaxiales con los anteriores, presentan trazas axiales en disposición N.-S. sufriendo desplazamientos al pasar de los flancos normales a los inversos de los pliegues de la primera fase, debido a la diferente disposición de las superficies de referencia plegadas (RAMSAY, 1967; JULI-VERT & MARCOS, 1973; Hoja geológica 1:50.000 núm. 73, Meira, en prensa).

3.3.3 DEFORMACIONES TARDIAS

Son pequeñas estructuras que afectan suavemente a las estructuras precedentes.

3.3.3.1 *Crenulaciones y Kinks-Bands*

Dentro del ámbito de la Hoja, se han desarrollado puntualmente crenulaciones y kinks-bands, estructuras menores que no modifican esencialmente la cartografía establecida, pues producen acortamientos inferiores al 10 por 100 (muy suaves en relación a los producidos por las fases precedentes).

El desarrollo de estas estructuras menores está directamente relacionado con el tipo de materiales que sufre los esfuerzos tectónicos y con la posición de la anisotropía respecto a los mismos.

Los kinks-bands son micropliegues de deformaciones tardías, con plano axial subvertical, que por lo general se encuentran desarrollados al este de la Hoja en materiales de gran anisotropía, como lo son las capas de Villamea y las pizarras de Luarca, aunque a veces se presentan también por el centro de la Hoja en las pizarras de Cándana y en el O. en el precámbrico, donde están muy desarrollados.

Sobre las interpretaciones de estos kinks, hay que remitirse a MATTE, 1969, y MARCOS, 1973, así como a las Hojas geológicas 1:50.000 de Boal (26), San Martín de Oscos (49) y Cangas del Narcea (50).

3.3.3.2 *Fracturas y diaclasas*

El conjunto de fracturas existentes en la Hoja es un sistema de fallas de desgarre, con una dirección principal ENE.-OSO. y NO.-SE., que como en el caso de las crenulaciones y los kinks, no afectan grandemente al desarrollo de la cartografía y son debidas seguramente a un sistema de compresión N.-S. que afecta a toda la región al final del Hercínico.

3.4 **EDAD DE LAS DEFORMACIONES**

La ausencia aparente de discordancias y depósitos posttectónicos no permiten datar de forma fehaciente las deformaciones que afectaron a los materiales existentes en la Hoja, no pudiéndose obtener un control estratigráfico de la deformación.

Únicamente se puede llegar al establecimiento de una cronología relativa, que podría ser la siguiente:

- Fase 1, de influencia claramente definida dentro del ámbito de la Hoja, con desarrollo de esquistosidad de flujo.
- Cabalgamientos de los sinclinales silúricos que cortan la S_1 , pero anteriores a la S_2 , pues se hallan deformados y levantados.
- Fase 2, con pliegues y flexiones laxos.
- Desarrollo de la esquistosidad de crenulación y de los kinks (subhorizontales).
- Intrusión de los macizos granodioríticos.
- Conjunto de fracturas y diaclasas producidas por una compresión N.-S.
- Deformaciones recientes.

Los autores de la Hoja geológica 1:50.000, núm. 98, Baralla, dan las siguientes dataciones:

- Fase 1, Viseiense (MATTE, 1968).
- Fase 2, Intrawestfaliense (CAPDEVILA y VIALETTE, 1970).
- Intrusiones de las granodioritas de Lugo y Castroverde: 260 m.a.
- Fracturas de desgarre: entre 260 m.a. y 225 m.a., edad de los primeros sedimentos Triásicos.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Los terrenos más antiguos que afloran en la Hoja pertenecen al Precámbrico (Serie de Villalba) y están intensamente deformados, por lo cual no es posible obtener conclusiones sobre sus características sedimentológicas.

El resto de los materiales representados en el mapa pertenecen al Paleozoico Inferior y forman parte de una serie relativamente continua que va desde el Cámbrico Inferior hasta el Silúrico. Entre el Cámbrico Inferior y el Ordovícico Inferior, ambos inclusive, tuvo lugar la sedimentación de materiales detríticos y pizarrosos probablemente en un medio marino poco profundo; en esta espesa sucesión de sedimentos destacan únicamente dos niveles de rocas carbonatadas (caliza de Cándana y caliza de Vegadeo).

Si bien el desarrollo de la esquistosidad y el metamorfismo dificultan el reconocimiento de las características primarias de estas rocas, es posible observar en ellas diferentes tipos de estructuras sedimentarias que apoyen esta interpretación. Así, en los niveles samíticos, tanto del Cámbrico Inferior como del Ordovícico, pueden observarse estructuras sedimentarias, tales como laminación paralela, laminación cruzada tabular y ripples. Los niveles pizarrosos, principalmente las capas de Villamea, están constituidos por sedimentos con una estratificación de tipo lenticular.

Otras estructuras sedimentarias, éstas de origen orgánico, como *Cruziana* y *Skolithos*, pueden observarse en las capas del Eo. Todas estas estructuras sedimentarias son típicas de sedimentos depositados en un medio somero.

Por lo que respecta a los niveles carbonatados, la observación de estructuras sedimentarias es mucho más difícil, debido a la intensa recrystalización sufrida por estas rocas. No obstante, y por comparación con otras regiones, se puede suponer una sedimentación en un medio marino somero; esto al menos parece ser cierto para la caliza de Vegadeo (ZAMARREÑO, 1972; ZAMARREÑO, HERMOSA y BELLMAN, 1975).

Durante el Ordovícico Medio tuvo lugar el depósito de sedimentos principalmente pizarrosos (Pizarras de Luarca). Las características de estos sedimentos (pizarras negras ricas en pirita, ausencia de carbonatos) podrían indicar una sedimentación en un medio de tipo euxínico.

Entre el Ordovícico Medio y el Silúrico se pierde el registro cartográfico, por lo que es fácil deducir la existencia de una laguna estratigráfica.

Dadas las características de los afloramientos silúricos, no se pueden obtener muchas conclusiones sobre sus características y medio de depósito.

Todos estos materiales fueron deformados mucho después, durante la orogénesis herciniana.

Las estructuras que se originan durante esta orogénesis incluyen la formación de pliegues acostados de grandes dimensiones, vergentes hacia las zonas externas de la cordillera y acompañados por una esquistosidad de flujo, y pliegues más tardíos y más suaves.

Las últimas manifestaciones de esta orogénesis incluyen el emplazamiento de dos grandes batolitos graníticos y una fracturación general de la zona que modifica poco las estructuras antes citadas.

5 PETROLOGIA

5.1 ROCAS IGNEAS ($\frac{b}{p} \gamma \eta^2$; $\frac{b}{c} 2 \gamma \eta^2$)

Las rocas ígneas que afloran en nuestra Hoja pertenecen a la serie de los granitos calcoalcalinos biotíticos de emplazamiento tardío.

Sus afloramientos los constituyen dos macizos localizados en el tercio suroccidental de la Hoja.

La intrusión de estos macizos se hizo a través de materiales precámbricos y paleozoicos (series de Villalba y de Cándana), siendo los contactos con éstas muy nítidos.

Existen pequeñas apófisis y diques graníticos que las atraviesan siempre en las proximidades de los batolitos, pero no se han evidenciado enclaves de roca encajante cartografiados dentro de los mismos.

Como características comunes a ambos macizos pueden citarse los siguientes:

- Son granitos porfídicos con biotita.
- Son rocas de grano grueso formadas, principalmente, por cuarzo, grandes cristales de feldespato potásico, plagioclasa y biotita.
- Deforman las estructuras de fase 1, con lo cual es posible establecer una cronología relativa en cuanto a su emplazamiento.
- Dan lugar a una aureola de metamorfismo de contacto, que se superpone al metamorfismo regional.
- En el borde de los dos macizos existe una facies de grano más fino alotriomorfo, con biotita en «ala de mosca» y a veces con granate. El paso entre una facies y otra es gradual y se efectúa en una distancia no superior a los 100 m. En la pasta (mesostasis) es donde mejor se ve la facies de borde: sacaroide.

- Presentan zonas de episenitización, por lo cual pueden tener gran interés en relación con la minería (opacos).
- Existen pequeñas zonas de milonitización en el borde.

Para explicar su emplazamiento, pueden establecerse dos hipótesis:

- a) Por stocking (CAPDEVILA, 1969).
- b) Por diapirismo.

Este último caso se cita a causa del contacto visible entre la granodiorita y la serie de Cándana en el camino que va desde la carretera de Fonsagrada a Lugo, coordenadas X=298.925; Y=944.415.

Puede observarse allí perfectamente cómo los materiales de la serie Cándana se encuentran levantados, arrastrados por el granito. Sin embargo, es un punto aislado y como tal ha de tomarse.

Los trabajos más importantes sobre estos dos macizos son los de CAPDEVILA (1969), CAPDEVILA & FLOOR (1970) y CAPDEVILA, FLOOR & CORETGE (1971).

Las Hojas geológicas de Lugo (72), Guntín (97) y Baralla (98) presentan en conjunto un compendio de las características petrológicas de los batolitos.

MACIZO DE LUGO

Su extensión dentro de la Hoja es de unos 90 km², situándose en el límite suroccidental de la misma. Por el E. penetra en la Hoja de Lugo (72), y por el S. en la de Baralla (98).

Por su parte occidental intruye en la serie de Villalba (Precámbrico), mientras que por el NE. lo hace en las series de Cándana Inferior y Media. A su vez es intruido por el macizo de Castroverde, que se le adosa por el Este.

Está afectado por una red de fracturas y diaclasas subverticales con direcciones predominantes NE.-SO. y NO.-SE., que favorecen la meteorización.

En el vértice SO., dentro de la aureola del metamorfismo de contacto, se presentan en la roca encajante pequeñas áreas de migmatitas con «fundidos».

Características puntuales observadas en el macizo:

Canteras de Bóveda:

- El granito tiene un carácter leucocrático y feldespático acusado. Tiene tendencia menos porfídica y con menos biotita que el macizo de Castroverde.
- Existen pequeños xenolitos de esquistos precámbricos.
- En general no se presentan muchos enclaves.
- Algunas diaclasas (140/45 S) se encuentran tapizadas por piritita oxidada.

- Hay filones pegmatíticos con turmalina (chorlo), y enclaves micáceos que pueden ser producto de la asimilación de pizarras. Los cuarzos son de textura globosa, tardíos (textura gráfica), y aparecen pequeños puntos con posible galena argentífera.

Cantera de Rubias:

De características similares a las de Bóveda, salvo que los cristales de feldespato están más individualizados.

Canteras en el camino que va desde la carretera Fonsagrada-Lugo a Meda:

- Diques de aplita con granate. No se puede ver si las diaclasas desplazan estos diques.
- Xenolitos con megacristales que penetraron mecánicamente.
- Menor número de cristales de feldespato y de menor tamaño.
- Grandes láminas de biotita.
- Mayor cantidad de biotita subredondeada.
- Plagioclasas más ácidas.

Al microscopio, esta granodiorita tiene las siguientes características:

- Cuarzo en cristales de tamaño variable y alotriomorfos.
- Feldespato potásico alterado y peritítico.
- Plagioclasas con zonación normal.

MACIZO DE CASTROVERDE

Alcanza una superficie inferior a los 50 km², y está situado al E. del macizo de Lugo, al que intruye. El contacto no es visible en el campo. Penetra por el S. en la Hoja de Baralla (98).

Su emplazamiento se efectuó entre materiales del Paleozoico Inferior.

Presenta un sistema de fracturas y diaclasas subverticales de menor desarrollo que el del macizo de Lugo, y no se ven direcciones predominantes.

Características generales observadas:

- Enclaves tonalíticos de grano fino, típicos de los granitos calcoalcalinos.
- Enclaves microgranudos claros.
- Enclaves dioríticos a tonalíticos.
- Biotita exagonal, no tardía.
- Más porfídico y más biotítico, pero menos leucocrático y menos feldespático que el macizo de Lugo.
- Slieren visibles en numerosos puntos.

Características petrográficas:

- Cuarzo en cristales alotriomorfos de tamaño variable
- Feldespato potásico alterado y muy perfitico.
- Plagioclasa con zonación oscilante.

5.2 ROCAS METAMORFICAS

Coexisten en la Hoja de Castroverde un metamorfismo de carácter regional y un metamorfismo de contacto, desarrollado este último a partir de la intrusión de los dos macizos granodioríticos.

El primero abarca todo el ámbito de la Hoja, mientras que el segundo se halla circunscrito a las inmediaciones de los batolitos graníticos.

5.2.1 METAMORFISMO REGIONAL

Se caracteriza por la facies de los esquistos verdes, alcanzando las zonas de la clorita y de la biotita, y quizá también la del granate.

Las rocas originales quedan transformadas en pelitas, pelitas cuarcíticas, cuarcitas, etc.

Las paragénesis que se han podido observar corresponden a rocas pelíticas y psamíticas, y son las siguientes:

Facies de los esquistos verdes:

Zona de la clorita:

- Cuarzo-clorita-moscovita.
- Cuarzo-clorita-moscovita-albita.
- Cuarzo-clorita-moscovita-Fto K.
- Cuarzo-clorita-moscovita-Fto K-albita.

Zona de la biotita:

- Cuarzo-biotita-clorita-moscovita.
- Cuarzo-biotita-clorita-moscovita-plagioclasa (albita).
- Cuarzo-biotita-moscovita-plagioclasa (AB)-clorita.
- Cuarzo-biotita-moscovita-Fto K-clorita.
- Cuarzo-moscovita-albita-microclina-clorita.
- Cuarzo-biotita-moscovita-clorita.

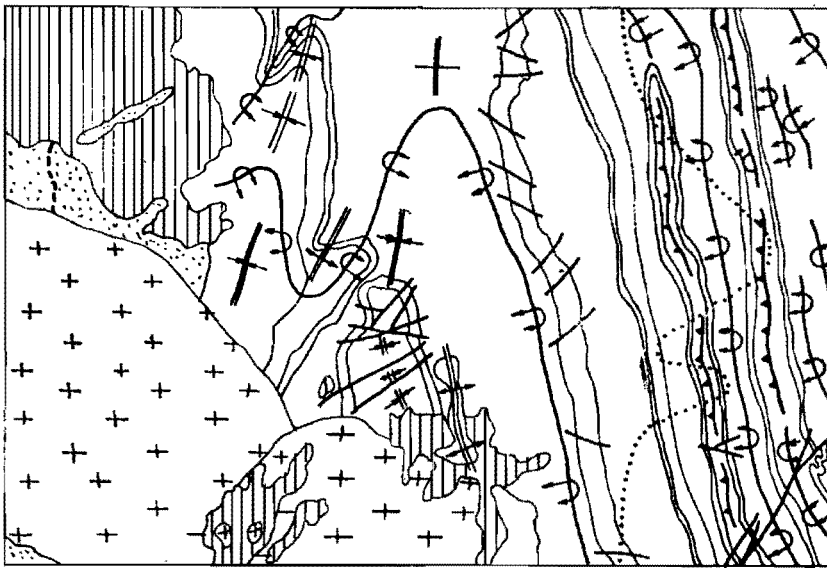
Zona del granate (regional?):

- Cuarzo-granate-biotita-clorita-moscovita.

Como se deduce, estas paragénesis corresponden a las zonas de la clorita y de la biotita, quedando como dudosa la zona del almandino, que puede ser debido al metamorfismo de contacto, ya que por composición favorable de la roca se puede llegar a formar granate en el metamorfismo de contacto, aunque también pudiera ser relicto del metamorfismo regional antes de superponerse el de contacto.

La S_i viene definida por cristales de moscovita (sintectónicos) orientados, mientras que tanto la clorita como la biotita pueden ser sintectónicas o postectónicas.

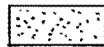
En cuanto a la distribución de las zonas de la clorita y de la biotita, vienen reflejadas en la figura 3, aunque haya de advertirse que las isogradas no se pueden marcar con precisión.



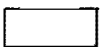
Escala 1:250.000



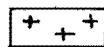
Terciario y Cuaternario



"Serie de Villaiba"
Precámbrico



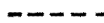
Paleozoico



"Macizo de Lugo" y "Macizo de Castroverde"
Granodiorita tardía



Isograda de biotita



Posible isograda de granate

Figura 3.—Mapa de isogradas.

Dado que no se alcanzan zonas más altas que la de la biotita y la de la clorita, no es posible establecer el «tipo» de metamorfismo, pero gracias a los datos regionales, sobre todo a partir de CAPDEVILA (1969), puede decirse que el metamorfismo que afectó a la zona Astur-occidental-leonesa fue un metamorfismo intermedio de baja presión.

5.2.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

Superpuesto al metamorfismo regional existe un metamorfismo de contacto que está desarrollado en las proximidades de los macizos granodioríticos y tuvo su origen en la intrusión de los mismos.

Las paragénesis observadas en este metamorfismo son las siguientes:

- Cuarzo-andalucita-biotita-moscovita.
- Cuarzo-andalucita-biotita-moscovita-microclina.
- Cuarzo-andalucita-biotita-moscovita-plagioclasa-microclina.
- Cuarzo-cordierita-biotita-moscovita.
- Cuarzo-(cordierita) pinnita-biotita-moscovita.

En algunos casos la cordierita se encuentra parcialmente retromorfoseada a pinnita.

Estas paragénesis son típicas de un metamorfismo térmico causado por la intrusión de los batolitos.

5.3 LAVAS

Han existido en la Hoja episodios volcánicos de poco desarrollo y cuyo reflejo son unas lavas de tipo intermedio o ácido que existen en la base de las capas de Riotorto.

Estas lavas se encuentran completamente transformadas y retromorfoseadas por efecto del metamorfismo y de la deformación herciniana.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

No existen dentro de la Hoja ningún tipo de explotaciones mineras, cabiendo destacar, únicamente, pequeños y esporádicos registros mineros que no dieron los resultados apetecidos, por lo que se hallan totalmente abandonados en la actualidad.

Estos indicios antiguos se encuentran repartidos por toda la Hoja y corresponden, fundamentalmente, a filones de cuarzo mineralizados sin gran continuidad que atraviesan tanto los materiales precámbricos como los del

Cámbrico Inferior. Su interés residía en la posible presencia de sulfuros de hierro y cobre, así como de óxidos de Manganeseo.

El más importante de todos los indicios antiguos se encuentra al NO. de Bolaños, en las proximidades del nivel calcáreo del Cándana. Parece ser que llegó a funcionar una mina, tapada en la actualidad, en donde se explotaba antimonio [1].

En estos últimos años y con el auge que han tomado los trabajos de prospección, algunas compañías mineras han efectuado diversos estudios en la Hoja. Así, se han hecho demuestras geoquímicas, en relación a una posible mineralización de la caliza de Vegadeo en Pb y Zn, prospección geofísica al NE. de Castroverde, en materiales pizarrosos del Cándana y prospección de detalle a lo largo de todo el trazado del sinclinal de Rececende, que ha desembocado en la ejecución de sondeos enclavados en los materiales ordovícicos del núcleo, con el fin de reconocer la presencia de minerales con alto contenido en Fe, óxidos e hidróxidos.

(También hay trabajos, aunque más antiguos, en el sinclinal de Real, en las proximidades del cual está uno de los yacimientos de *Graptolites* de la Hoja.)

Es de esperar que en un futuro próximo pueda potenciarse aún más la investigación minera de esta zona, que en la actualidad tiene como áreas de mayor interés los sinclinales ordovícicos.

6.2 CANTERAS

Teniendo en cuenta la gran diversidad litológica existente en la Hoja, no es difícil pensar en las grandes posibilidades de industrialización de este sector.

En efecto, son muchas e importantes las canteras que se reparten a lo ancho de la Hoja, y aun cuando la gran mayoría de ellas se encuentren paradas, existen varias con una interesante producción de rocas industriales.

Se beneficiaban antiguamente los esquistos precámbricos, para un consumo local, en la construcción de cercas y cobertizos. Lo mismo puede decirse de los niveles cuarcíticos y pizarrosos de Cándana, con la salvedad de las pizarras de Andión (*) (término municipal de Pol), en donde existe una importante cantera en actividad con la producción de pizarras de techar. Los niveles calcáreos de Cándana tienen pequeñas canteras a lo largo de todos sus afloramientos (canteras de Pena (**), Meda, Suegos, Baille, Arcos, etc.). Sólo está en actividad la cantera de Arcos, con una gran producción de caliza con destino, principalmente, a árido para la carretera.

(*) X=301.538; Y=956.065.

(**) X=302.583; Y=945.943.

También las canteras enclavadas en la caliza de Vegadeo se utilizaban para la producción de áridos para la trituración, existiendo un importante centro de producción en Muiña (*).

En los macizos granodioríticos hay importantes canteras, donde se obtienen áridos para la trituración (caso de éstas la granodiorita poco meteorizada) y áridos naturales (caso opuesto). Las mayores de estas canteras se encuentran en el cuadrante SE., al S. de Meda, y en Bóveda (**).

Por último, existen unas extensas graveras a ambos lados del cauce actual del río Lea, que se explotan «familiarmente». Corresponden a la cuarta terraza (Q₁T₄).

6.3 HIDROGEOLOGIA

Existen claramente diferenciados dentro del ámbito de la Hoja tres tipos de terrenos con características hidrogeológicas diferentes:

- Terrenos terciarios y cuaternarios.
- Terrenos precámbricos y paleozoicos.
- Terrenos granodioríticos.

Los primeros son los que deberían tener mayores posibilidades desde el punto de vista hidrogeológico, pero la presencia de arcilla en el Terciario no favorece la existencia de acuíferos de importancia.

La impermeabilidad de los materiales precámbricos y paleozoicos hace que las posibilidades de acuíferos sean también muy escasas, existiendo únicamente una permeabilidad por fisuración.

Casi lo mismo ocurre con las granodioritas, semipermeables, pero con recubrimientos permeables, donde únicamente pueden existir posibilidades en relación con las zonas muy meteorizadas.

El mayor interés hidrogeológico ha de centrarse en los niveles calcáreos, tanto del Cándana como de la caliza de Vegadeo. Esto se debe a la intensa karstificación que tienen estos niveles, que podrían servir, ocasionalmente, de almacén para el agua.

7 BIBLIOGRAFIA

ABRIL HURTADO, J., y PLIEGO DONES, D. V. [en prensa].—«Hoja núm. 98. Guntín, del Mapa Geológico de España 1:50.000 (MAGNA)». *Inst. Geol. Min. Esp. Madrid*.

(*) X=308.303; Y=951.120.

(**) X=288.418; Y=940.905.

- APALATEGUI ISASA, O. (en prensa).—«Hoja núm. 98, Baralla, del Mapa Geológico de España 1:50.000 (MAGNA)». *Inst. Geol. Min. Esp. Madrid*.
- BARROIS, CH. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice (Espagne)». *Mem. Soc. Geol. du Nord.*, tomo 2, núm. 1, pp. 1-630, Lille.
- BRELL, J. (1972).—«Estudio litoestratigráfico del Terciario del Oeste de Asturias y Galicia». *Tesis doctoral*. Univ. Complutense. Madrid, 341 p.
- CAPDEVILA, R. (1967).—«Extension du metamorphisme regional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies, León)». *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, núm. 7, pp. 277-279, Paris.
- (1968 a).—«Zones de metamorphismes regional progressif dans le segment hercynien de Galice Nord-Orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, Ser. D, núm. 266, pp. 309-312.
- (1968 b).—«Les types de metamorphisme "intermediarie de basse pression", dans les segment hercynien de Galice Nord-Orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, núm. 266, pp. 1924-1927.
- (1969).—«Le metamorphisme regional progressif et les grenites dans les segment hercynien de Galice Nord-Orientale (NO. de l'Espagne)». *These. Univ. Montpellier*.
- CAPDEVILA, R. & FLOOR, P. (1970).—«Les differents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne». *Bol. Geol. Min.*, tomo LXXXI, fasc. 2-3, pp. 101-111, 1 fig., Madrid.
- CAPDEVILA, R. & VIALETTE, Y. (1970).—«Estimation radiometrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, tomo 270, pp. 2527-2530, 1 fig., Paris.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965).—«Datos sobre las pizarras de Lugo». *Rev. Fac. Ciencias Oviedo*, tomo 6, 1, pp. 131-143.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).—«Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo». *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, número 36, pp. 277-303.
- (1932).—«Hierros de Galicia». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 1.
- (1931).—«Criaderos de hierro de España: Hierros de Galicia (tomo II)». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, tomo IV, 1 vol., 561 pp., Madrid.
- (1935 a).—«Criaderos de hierro de España. Hierros de Galicia (tomo III, fascículo 1)». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, tomo IV, 1 vol., 373 pp. Madrid.
- (1935 b).—«Criaderos de hierro de España. Hierros de Galicia (tomo III, fase 2)». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, tomo IV, 1 vol., 396 pp., Madrid.
- (1942).—«El sistema siluriano. Explicación del nuevo Mapa Geológico de España». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, núm. 45, p. 789.
- (1960).—«Graptolíticos españoles». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, número 57, pp. 3-77.

- IGME [1971].—«División de Geología, Hoja núm. 8, "Lugo" del Mapa Geológico de España 1:20.000». *Inst. Geol. Min. Esp. Madrid*.
- [1970].—«División de Geología, Hoja núm. 9 "Cangas del Narcea" del Mapa Geológico de España 1:200.000». *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- (en prensa).—«Hoja Geológica a escala 1:50.000 núm. 26, Boal». *Inst. Geol. Min. Esp. Madrid*.
- (en prensa).—«Hoja Geológica a escala 1:50.000 núm. 49, San Martín de Oscos». *Inst. Geol. Min. Esp. Madrid*.
- (en prensa).—«Hoja Geológica a escala 1:50.000, núm. 48, Neira». *Inst. Geol. Min. Esp. Madrid*.
- (en prensa).—«Hoja Geológica a escala 1:50.000, núm. 50, Cangas del Narcea». *Inst. Geol. Min. Esp. Madrid*.
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1970).—«Mapa Geológico de España, 1:200.000, Hoja núm. 9 (Cangas del Narcea). Memoria explicativa». *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- (1973).—«Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera; NW Spain)». *Amer. Jour. Sci.*, New Haven.
- LOTZE, F. (1956).—«Das Präkambrium Spaniens». *N. Jahrb. Geol. Pal.*, número 8, pp. 373-38.
- (1966 a).—«Präkambrium Spaniens». *Zlb. Geol. Paläont.*, Teil. I, núm. 5, pp. 989-1006, Stuttgart.
- (1966 b).—«Kambrium Spaniens». *Zbl. Geol. Paläont.* Teil I, núm. 6, páginas 1206-1227, Stuttgart.
- MARCOS, A. (1971).—«Las deformaciones hercinianas en el occidente de Asturias; la segunda fase de deformación y su extensión en el NW de la Península». *Brev. Geol. Astur.*, año XV, núm. 1, pp. 2-6, 5 figs., Oviedo.
- (1971 b).—«Cabalgamiento y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Astur.*, año XV, núm. 4, pp. 59-64, 5 figs., Oviedo.
- (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la Estructura Herciniana del Occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geol. Universidad de Asturias*, núm. 6, pp. 113, 68 láminas, Oviedo.
- MATTE, Ph. (1964).—«Remarques préliminaires sur l'allure del plis hercyniens en Galice Orientale». *C. R. Acad. Sc. Paris*, núm. 259, pp. 1981-1984.
- (1967 a).—«La eschistosite primaire dans l'arc hercynien de Galice colloque Etages Tectoniques». Neuchatel, 1966, pp. 243-251.
- (1967 b).—«Precambrien superior schistogreseux de L'ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les series precambriennes plus interns de l'are galicien». *C. R. Acad. Sc. Paris*, núm. 264, páginas 1789-1772.
- (1968 c).—«La estructura de la virgación hercyniense de Galice (Espagne)». *Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble*, tomo 44, pp. 153-281.

- MEDUS, I. (1965).—«Contribution palynologique a la connaissance de la flore et vegetation néogène de l'ouest de l'Espagne: etudo de sediments recents de Galice. These 3em cycle». *Univ. de Montpellier*, 92 p.
- NONN (1966).—«Les regions côtières de la Galice (Espagne). Publications fac. *Letres Univ. Strasbourg*, tomo III, pp. 7-591, París.
- PARGA PONDAL, I. (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 59, pp. 333-358.
- (1963).—«Mapa petrográfico estructural de Galicia». *Inst. Geol. Min. España*.
- QUINTERO, I. (1962).—«Graptolitos en la provincia de Lugo». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 65, pp. 81-82.
- RAMSAY, J. G. (1967).—«Folding and fracturing of rocks». *Mc. Graw Hill Co.*, 1 vol., 568 pp. New York.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).—«El borde herciniano en el NE. de Galicia». *Brev. Geol. Astúrica*, tomo 5, 44, pp. 66-71.
- SCHULZ, G. (1835).—«Descripción geognóstica del Reino de Galicia». *Imp. Hs. de Collado*, 52 p.
- TENA-DAVILA RUIZ, M. DE (1975).—«Hoja núm. 47 "Villalba", del Mapa Geológico de España 1:50.000». *IGME*, Madrid.
- (en prensa).—«Hoja núm. 72, "Lugo", Mapa Geológico Nacional 1:50.000 (MAGNA)». *IGME*, Madrid.
- VIROT y SOLE (1954).
- WALTER, R. (1962).—«Stratigraphie und tektonik in der nordoslichen provinz Lugo (NO. Spanien)». *Diss Math. Natur. Fal. Univ. Munster*, 144 p.
- (1963).—«Beitrag zur stratigraphie das Kambriums in Galicien (Nordwest-Spanien)». *Neues. Jb. Geol. Palaon. Abh.*, tomo 117, pp. 360-371, 1 mapa, Stuttgart.
- (1965).—«Die unterschiedliche Entwicklung des Alt-Palazoikums ostlich und westlich des kristallins von Vivero-Lugo (Nordwest-Spaniens)». *Neues Jb. Geol. Palaont. Mh.*, vol. 12, pp. 740-753, 3 figs., Stuttgart.
- (1968).—«Die Geologie en der nordostlichen Provinz Lugo (NO.-Spanien)». *Geotek. Forsch.*, núm. 27, pp. 3-70.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona Cantábrica (NO. España) y su distribución paleogeográfica». *Trab. Geología Univ. de Oviedo*, núm. 5, p. 118.
- ZAMARREÑO, I.; HERMOSA, J., y BALLAMY, J. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (zona asturoccidental-leonesa, NO de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, XIX, núm. 3, pp. 40-48.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3

