



IGME

230

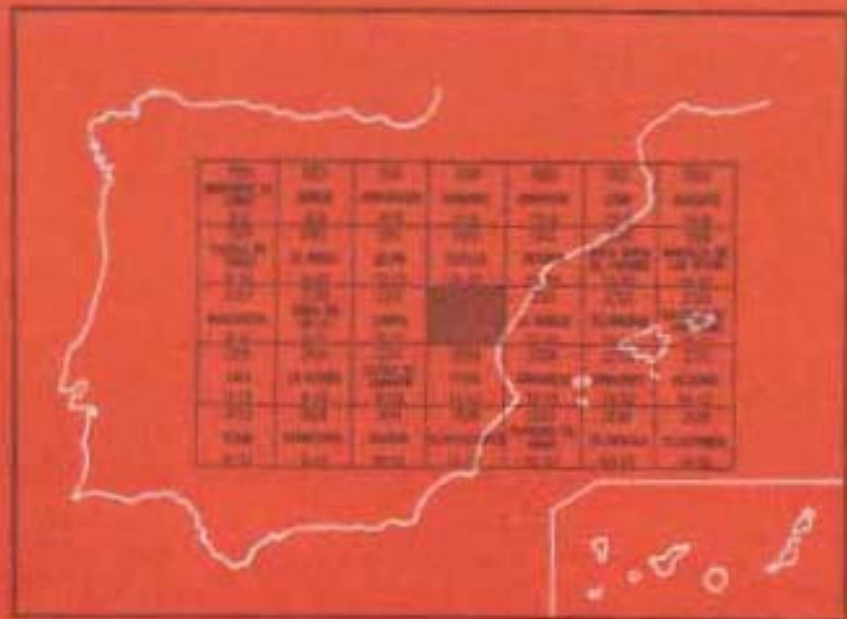
III

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CASTROCONTRIGO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CASTROCONTRIGO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía*: J. Matas, Licenciado en Ciencias Geológicas.

En la *Memoria*: J. Matas y F. Velando, Licenciados en Ciencias Geológicas.

En *Petrografía*: F. J. Martínez, Doctor en Ciencias Geológicas

En *Paleontología*: I. Quintero y A. Marcos, Doctores en Ciencias Geológicas.

Con la colaboración y asesoramiento de A. Pérez Estaun (Universidad de Oviedo), [Doctor en Ciencias Geológicas].

Supervisión del IGME: L. R. Rodríguez Fernández, Licenciado en Ciencias Geológicas.

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 - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 3.602 - 1982

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

INTRODUCCION

La Hoja de Castrocontrigo está constituida en su mayor parte por terrenos paleozoicos, recubiertos en la parte occidental por materiales neógenos de la Cuenca del Duero.

Si exceptuamos los materiales recientes, los sedimentos de la Hoja, pertenecientes al Ordovícico, están afectados por el metamorfismo regional y las distintas fases de deformación de la orogenia herciniana.

Aparte de algunas referencias antiguas, el primer estudio detallado de la zona, fue realizado con objetivos mineros por LLOPIS y FONTBOTE (1959). MATTE (1964) hace un estudio de las intercalaciones vulcanosedimentarias. Posteriormente se realizan una serie de trabajos de tesis de índole regional en los cuales está incluida esta zona [MATTE, 1968, y E. MARTINEZ GARCIA, 1974]. Recientemente, PEREZ ESTAUN, en su área de tesis, devida la zona Asturoccidental-leonesa, basado en MARCOS (1973) en una serie de dominios, atendiendo a sus distintas características.

La Hoja está situada en el Dominio Caurel-Truchas (A. PEREZ-ESTAUN, 1975). Comprende los materiales que forman el sinclinorio de Truchas, que son el límite sur de la zona Asturoccidental-leonesa.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 PALEOZOICO: INTRODUCCION

El Paleozoico representado en la Hoja, abarca desde el Ordovícico Inferior al Ordovícico Medio.

Desde el punto de vista litológico está constituido exclusivamente por materiales areniscosos y pizarrosos. El conjunto de estos materiales da una sucesión continua de gran potencia, que presenta una evolución de las condiciones de sedimentación en el Ordovícico Inferior-Medio.

1.1.1 ORDOVICICO INFERIOR (O₁₁₋₁₂)

La sucesión estratigráfica de los terrenos paleozoicos comienza por una potente serie detrítica pelítico-arenosa; PEREZ ESTAUN (1974, 1975) la denomina Serie de los Cabos. Aflora en el borde sur de la Hoja, y no se encuentra la base de esta formación, si bien en observaciones al S de esta área, en las proximidades de Muelas de los Caballeros, se ve el contacto neto con la formación inferior porfiroide, conocida como «Ollo de Sapo», que constituye el límite S de la zona Asturoccidental-leonesa. En el muro hay unos 100 m. de pizarras negras o azuladas y sobre ella se encuentra la serie que se describe a continuación.

Aunque la observación no es continua, debido a que los materiales neógenos ocultan parte de la sucesión, se puede levantar una columna válida para esta zona. Las potencias son difíciles de evaluar, debido al plegamiento, se dan valores aproximados.

Empieza la serie con una alternancia de cuarcitas y pizarras de 10 m. de potencia. Sobre ellas sigue otra alternancia donde las cuarcitas se presentan en bancos de orden métrico, son blancas y están muy recristalizadas. El espesor total es aproximadamente como el anterior.

Sigue la serie con 150 m. de alternancias de cuarcitas, areniscas y pizarras arenosas, las cuarcitas se presentan en estratos decimétricos, a veces pueden llegar al metro; los más potentes son de cuarcita blanca recristalizada. En los 50 primeros metros, las pizarras son grises, rojizas, satinadas y muy micáceas. Aquí se ha encontrado el icnofósil más bajo en la serie, se ha reconocido como *Cruziana* c. f. *furcifera* (D'ORBIGNY). En el resto de la serie los tramos pizarrosos se presentan con finas laminaciones de pizarras negras y areniscas, los lechos arenosos presentan estructuras sedimentarias primarias encubiertas por la tectónica posterior, como estratificación cruzada, estructuras almohadilladas debido a la distinta competencia, marcas de corrientes y ripples, estos últimos muy deformados.

En el techo de este tramo, en los niveles arenosos, hay un yacimiento importante de pistas de trilobites, se han determinado *Cruziana rugosa* (D'ORBIGNY), *Cruziana furcifera* (D'ORBIGNY) y *Cruziana goldfussi* (ROUAULT)

Hay también un nivel no cartografiable de intercalaciones vulcanosedimentarias, se presenta como un microconglomerado cuarzoso con la matriz ferruginosa.

Inmediatamente encima hay un nivel de cuarcitas de 5-10 m. (q). Son unas cuarcitas blancas recristalizadas en grandes bancos, y que se continúan regionalmente, en la Hoja no se puede seguir totalmente porque aparecen en núcleos sinclinales que se hunden hacia el N bajo los materiales neógenos. Constituye un nivel de referencia para esta formación.

Sobre este nivel guía se encuentran 80 m. de pizarras negras con algunas intercalaciones de cuarcita y arenisca de poca potencia.

La serie se continúa con 150 m. de alternancias de cuarcitas y pizarras. Los tramos pizarrosos son en general de mayor potencia que los cuarcíticos, el espesor medio de éstos es decimétrico, aunque pueden presentarse en estratos más potentes. Las pizarras se presentan, bien negras, o gris plateado y rojizas; satinadas y muy detríticas, en casi todas son visibles los cristales de mica pretectónica. Las intercalaciones arenosas son menos abundantes que en el tramo anterior. Se ha cartografiado una intercalación vulcanodetrítica (O_{11-12}^v) paralela a la estratificación, es un microconglomerado con cantos de cuarzo, feldspatos y rocas volcánicas tobáceas, en una matriz pizarrosa verde, a veces muy ferruginosa.

En la cabecera del Barranco del Agua, cerca de las cuarcitas superiores, se observan niveles ferruginosos alterados interestratificados en las pizarras, son de poca continuidad lateral.

A distintas alturas de este tramo se han encontrado icnofósiles, *Cruziana furcifera* [D'ORBIGNY] y *Cruciana rugosa* [D'ORBIGNY].

La litología, estructuras sedimentarias y presencia de icnofósiles indican una sedimentación en un medio marino de aguas someras, con abundantes corrientes. Esto coincide con otras observaciones de estas mismas series en otras zonas. Regionalmente se puede deducir que el Ordovícico Inferior es transgresivo sobre los materiales yacentes más antiguos.

En cuanto a la edad de esta formación, en todos los tramos descritos se han encontrado fósiles, principalmente Cruzianas, que indican la misma edad.

La asociación que presentan señalan una edad Ordovícico Inferior, si bien no se pueden establecer unos límites precisos. Como son los términos más bajos de la sucesión paleozoica, por posición estratigráfica sería la parte baja del Ordovícico Inferior; la ausencia de Cruzianas cámbricas descarta el Tremadociense Inferior, por lo que podemos atribuir una edad Tremadociense Superior-Arenigiense.

1.1.2 ORDOVICICO INFERIOR, ARENIGIENSE (O_{12})

La serie anteriormente descrita culmina con unas cuarcitas masivas muy características. El paso de alternancia de las pizarras y cuarcitas inferiores a éstas no es brusco, sino gradual, ya que la base de las cuarcitas está formada por unas cuarcitas tableadas intercaladas con lechos de pizarras rojizas de poco espesor, como se observa a lo largo del Espadañedo, Peña Negra, etc., y que se hunden bajo las terminaciones periclinales de los sinclinales cuarcíticos, su potencia varía, pero se puede estimar entre 15 y 20 m.

Este tramo de cuarcitas tiene una gran importancia en todo el dominio de Truchas, pues sus características son muy constantes, se pueden seguir

en toda su extensión y dan los relieves más importantes de la Sierra Cabrera y el Teleno; son ricas en pistas de trilobites que permiten una determinación estratigráfica segura, así como su correlación con otros dominios, y, en general, con regiones geográficamente muy apartadas. Son unas cuarcitas blancas compactas muy recristalizadas, se presentan en bancos de orden métrico, separadas por escasos cm. de pizarras. Su estratigrafía es muy similar en la rama S del sinclinatorio de Truchas. Solo localmente presentan variaciones que no se pueden continuar lateralmente, como la aparición de estratos de cuarcita menos compacta y más detrítica, de grano grueso y menos recristalizado; hay también tramos brechoides a veces cementados por oligisto como al S del Cubisco y en las estribaciones del «Peñón Redondo».

En cuanto a la potencia en el flanco sur del sinclinatorio es diferente según la transversal, mientras que hacia el E de Peña Negra se puede estimar en 150 m. Hacia el W, en los altos del Vizcodillo y Punta Negra su potencia varía entre 200 y 250 m., a pesar de que el plegamiento es más intenso y la vergencia de los pliegues aumenta hasta dar pliegues tumbados, lo que dificulta su evaluación.

En el flanco N del sinclinatorio de Truchas, la cuarcita aflora en el núcleo de un anticlinorio de menores dimensiones, de dirección SE-NW, hacia el SE se hunde bajo los materiales neógeno de la Cuenca del Duero y hacia el N da las alturas de la Sierra del Teleno. En este afloramiento no aparece la formación inferior.

En este flanco N la litología es igual que la descrita anteriormente, aquí los estratos suelen ser de menor espesor, y entre ellos los bancos de pizarras negras arenosas tienen más potencia, hacia el NW hay una variación lateral de facies, los estratos de cuarcita se mantienen constantes, pero la potencia de las pizarras aumenta, éstas hacia el techo de la formación pueden llegar a tener un espesor de 10 m. Se presentan a veces negras detríticas con laminaciones arenosas, y otras rojizas y verdes satinadas y con intercalaciones cuarcíticas; la cuarcita hacia el NW pasa a ser más detrítica de grano grueso. La potencia en este sector es superior a los 250 m.

Estas cuarcitas son ricas en estructuras sedimentarias primarias, estratificación cruzada, marcas de corrientes, etc., y en pistas de trilobites. El medio sedimentario sigue siendo marino de poco fondo, con numerosas corrientes, dada su extensión, la diferencia con la serie inferior debe ser los aportes más cuarcíticos. Se han encontrado *Cruziana* en varios puntos del flanco S del sinclinatorio de Truchas destacándose el yacimiento situado en los alrededores del punto kilométrico 16 de la carretera de la Cabrera.

En el flanco N las cuarcitas son más pobres en fósiles. Se han determinado *Diplicnites*, *Cruziana rugosa* (D'ORBIGNY), *Cruziana* cf. *furcifera* (D'ORBIGNY), *Cruziana goldfussi* (ROUAULT), esta asociación, junto a las características litológicas y posición estratigráfica permite atribuir estos niveles al Arenigiense.

1.1.3 SERIE DE TRANSICION DEL ORDOVICICO INFERIOR AL ORDOVICICO MEDIO (O₁₂₋₂₁)

El paso de las cuarcitas del Arenigiense a las pizarras del Ordovícico Medio es gradual, viene dado por una sucesión de pizarras y areniscas, que se han separado en cartografía por sus características peculiares y por su extensión regional. Esta serie de transición ya fue reconocida por NOLLAU (1966). Los límites de estos niveles son difíciles de precisar, por cuanto son graduales. El límite inferior se establece donde aparecen los primeros niveles de pizarras intercaladas entre las cuarcitas. Hacia el muro, la serie es más detrítica, alternan estratos de cuarcita con pizarras negras que tienen intercalaciones arenosas. Sigue la serie con una alternancia de pizarras y areniscas, las pizarras son negras satinadas, algo detríticas, en alteración pueden aparecer rojizas, y las areniscas en estratos de orden del dm.; en éstas se observan estructuras sedimentarias primarias, como estratificación cruzada, ripples y posibles marcas de corriente, pero muy deformadas por la tectónica posterior, también existen algunas marcas orgánicas, tales como «burrows» e icnofósiles [principalmente Cruziana]. En este tramo, debido a la distinta competencia de los materiales se observan estructuras de primera fase bien desarrolladas, con budines, pliegues similares, etc.

En el flanco N del sinclinorio de Truchas la serie hacia el techo presenta varios niveles de Fe oolíticos, muy plegados, por la fase primera, de unos 2,5 m. Aunque lateralmente varía el número de niveles y su potencia, siempre se encuentra hierro a lo largo de todo el contacto de la serie de transición y las pizarras superiores.

Al S de Truchillas se ha encontrado, a unos 50 m. de la base, *Didymograptus*. PEREZ ESTAUN (1975) cita *D. deflexus* (ELLES WOOD) *D. extensus* y *D. nitidus* (Hall) y en la elaboración de la Hoja, en el Anticlinorio del NE se ha reconocido *Cruziana* cf. *goldfussi* (ROUAULT). Estos datos nos permiten atribuirle una edad Arenigiense al menos a la base, como las pizarras superiores se atribuyen normalmente al Ordovícico Medio, se puede considerar que el paso del Ordovícico inferior al Ordovícico medio se da en esta formación.

La potencia de esta serie es muy variable, pudiendo variar de 80 a 150 m.

En el flanco N del anticlinorio del Teleno la serie de transición está representada por unos 70 m. de alternancias, muy cuarcíticas.

Esta formación está constituida en su totalidad por depósitos marinos someros, en facies intermareales, con formaciones de estructuras sedimentarias, y con existencia de pistas de fósiles (Cruzianas), de poco fondo.

1.1.4 ORDOVICICO MEDIO (O₂₁₋₂₂)

El Ordovícico Medio está representado por una potente serie pizarrosa con intercalaciones arenosas y vulcanosedimentarias que regionalmente se denomina Pizarras de Luarca (BARROIS, 1882). En ella se observan fuertes variaciones laterales y verticales de litología, además es difícil en muchos casos ver la estratificación, con lo que ningún corte tiene valor general para la zona.

Con las numerosas observaciones realizadas, y atendiendo a la escala con que se trabaja, se pueden separar tres tramos con características comunes.

El primer tramo se deposita concordante sobre la Serie de Transición y presenta grandes variaciones laterales de litología. En la parte S del sinclinatorio, sobre la Serie de Transición, se depositan unos 50 m. de pizarras negras satinadas con cubos de pirita. Localmente al S de Villar del Monte y de Valdavido se presentan como pizarras arcillosas rojas, en éstas se encuentra Graptolites, *Hallograptus mucronatus* (HALL). Sobre ellas aparece una sucesión vulcanodetrítica (O₂₁₋₂₂^v), que consiste fundamentalmente en tobas intercaladas entre pizarras. Se presentan con dos morfologías diferentes, una como intercalaciones masivas, donde es difícil reconocer la estratificación, en ellas la esquistosidad de la primera fase se hace grosera. Litológicamente se presenta como conglomerados poligénicos de matriz pizarrosa, en cuyos cantos angulosos se puede reconocer algunos de procedencia volcánica, pizarras, cuarzos, con golfos de corrosión, etc., tienen abundantes óxidos de Fe. Otras veces forman, principalmente hacia el techo de la sucesión, estratos bien definidos entre lechos pizarrosos; la potencia va del orden del dm a varios metros. Dan en muchas ocasiones anticlinales de primera fase. En una de las intercalaciones vulcanosedimentarias situadas próximas a la base de las pizarras se ha reconocido *Redonia* sp., lo que indica una edad ordovícica. Este tramo en la zona comprendida al S de Truchillas y Valdavido está bien desarrollado, observando a veces nódulos decimétricos incartografiables a esta escala. En cartografía se han separado los estratos volcánicos, aunque en zonas como al N de Cunas, donde el plegamiento y los derrumbios no permiten separarlos, se ha cartografiado conjuntamente alternancias de pizarras y estratos vulcanosedimentarios, con gran abundancia de estos últimos. Litológicamente se presenta a veces como microconglomerados con clastos visibles de Q, feldespatos, calcita y cemento silíceo, otras como estratos más homogéneos de colores claros, y muy localmente como estratos ferruginosos con clastos de Q y feldespatos en una matriz formada casi exclusivamente por clorita.

Las pizarras intercaladas, en su mayoría son negras azuladas, satinadas, si bien localmente como a lo largo de la carretera de la Cabrera y al S de

Valdavidó pueden presentarse rojizas limosas y satinadas de colores abigarrados, presentando núcleos y a veces estratos que se pueden seguir durante varios m., de hematites.

Muy localmente entre las pizarras se encuentran estratos de arenisca amarillenta de grano fino.

En la rama N del Sinclinorio toda la serie está formada por pizarras gris azuladas oscuras, típicas de esta sucesión, con cubos de pirita. En la base, aparece un nivel continuo de hierro oolítico que puede alcanzar varios metros de potencia como en la Reblada, donde se presenta como un estrato de 2,5 m. plegado por la primera fase.

Estas pizarras, hacia el NW, en los alrededores de Corporales, dan lugar a una serie más detrítica. Sobre unos 100 m. de pizarras negras hay una sucesión de alternancias de pizarras grises detríticas y estratos de areniscas feldespáticas de grano medio amarillentas, la esquistosidad de primera fase en estas areniscas da lugar a unas superficies irregulares que se anastomosan, resultando un aspecto lenticular muy característico.

Estos estratos pueden pasar lateralmente a pizarras y hacia el muro y el techo del tramo detrítico se hacen menos continuos, pueden aparecer incluso intercalaciones de aspecto noduloso de varios metros de areniscas entre las pizarras.

Los niveles vulcanodetríticos prácticamente han desaparecido, sólo hay algunos afloramientos de areniscas ferruginosas de poca potencia. Hacia el NW los aportes volcánicos se reducen a algunos cuarzos de procedencia volcánica, observables al microscopio.

La potencia aproximada de este tramo es de unos 300 m.

Al techo de la sucesión descrita se han encontrado numerosos Braquiópodos bien conservados, en los que se reconoce *Orthis* sp., y *Orthambonites calligrama* (DALMAN), que señalan un Ordovícico Medio.

Sobre el tramo anterior descansa una serie más homogénea que ocupa el centro de la Hoja. En la vertiente meridional de las Chanas, al W de la Cuesta, sobre los cierres anticlinales de las intercalaciones vulcanosedimentarias, se observan los cierres periclinales sinclinales del tramo que se va a describir. Se trata de una sucesión mucho más detrítica, en la que alternan tramos pelíticos formados esencialmente por pizarras azuladas con otros psamíticos constituidos por areniscas y pizarras arenosas (O_{21-22}^s). Las pizarras se presentan con colores abigarrados; estos tramos psamíticos están en lentejones dentro de la serie y pueden pasar lateralmente a los más pelíticos. Las areniscas aparecen en estratos continuos alternando con pizarras, estos estratos pueden pasar por cambios laterales de facies a pizarras. Su cartografía es difícil y está además complicada por la estructura de primera fase.

La potencia estimada es de unos 200 m.

La sucesión descrita, al S de Iruela viene representada por una mayor abundancia de pizarras, las areniscas son negras, silíceas y de grano muy fino.

La serie de pizarras del Ordovícico medio acaba con un tramo mucho más pelítico, en el que las intercalaciones arenosas son casi nulas. Ocupa la zona al N de Iruela y al W de Baillo con los altos de Trillo Monte, Colina, etc. Las pizarras son gris verdoso amarillentas muy detríticas con intercalaciones más grises y satinadas. Tienen nódulos arcillosos y con óxidos de hierro de alteración. Se ha encontrado también un canto anguloso de cuarcita. En este tramo también son abundantes los cubos de pirita. Es difícil calcular su potencia por la monotonía, se puede estimar entre 150 y 200 m.

El medio de depósito ha sufrido una evolución con respecto a las formaciones subyacentes, la cuenca es más profunda, predominan los sedimentos pelíticos ricos en pirita y materia orgánica, el medio es euxínico. Una característica importante son los nódulos arcillosos que aparecen en el techo de la serie.

Es importante el vulcanismo, que a juzgar por los aportes y su cartografía, debía estar fuera de la Hoja y en una zona situada al SE.

La edad, por sus características estratigráficas y como es general en toda la Península, es con toda probabilidad Ordovícico Medio. Los fósiles corroboran esta edad aunque sin precisar los límites. La serie vulcanosedimentaria es también ordovícica, según señalan los fósiles encontrados en ella.

1.2 NEOGENO (T_c^B)

Los mayores afloramientos se encuentran al E de la Hoja y penetran por los valles hasta llegar a bastante altura. Hacia el W quedan restos no cartografiados.

Estos materiales fosilizan el relieve paleozoico que se va hundiendo gradualmente hacia el E. En casi todos los afloramientos se observa que están afectados por la erosión actual. En el valle del río Eria se excavan dos terrazas sobre estos materiales, y en algunos afloramientos como en Manzana, los escarpes están a gran altura, lo que indica su antigüedad.

Su litología a veces está enmascarada por la agricultura y las labores mineras romanas, que dan grandes irregularidades morfológicas y auténticos canchales de cantos cuarcíticos (murias). Es característico su color rojo, está compuesta por cantos algo redondeados de cuarcita y pizarra, que a veces se pueden identificar con las rocas del sustrato, todo ello dentro de una matriz de limos y arcillas rojizas. Hay afloramientos en los que predominan los limos y en otros los cantos más gruesos, en general, se trata de pasadas de materiales detríticos gruesos y finos.

Se ha observado a veces que la matriz arcillosa desaparece y los cantos se cementan fuertemente por óxidos de hierro, esto se da entre la sucesión limosa o bien en contacto con el sustrato.

Son depósitos subaéreos y si se tiene en cuenta su rubefacción, deben atribuirse a una etapa de aridez climática. Los cantos presentan morfología anguloso-subangulosa. El sedimento puede definirse como un fanolomerado.

La potencia, como depende del paleorelieve, es muy variable, en el límite E de la Hoja se ha podido observar más de 50 m. de estos depósitos, con una litología uniforme.

La edad es problemática; fuera de la zona estudiada, estos materiales se ponen en contacto con las formaciones de limo rojo de la Cuenca del Duero; este contacto está cubierto por materiales aluviales que dificulta su observación. En los limos rojos se ha encontrado cerca de la zona de estudio (en La Bañeza), unas piezas dentarias de mastodonte. M. T. ALBERDI y E. AGUIRRE (1975) las han identificado como pertenecientes a *Trilophodon angustidens* (CUVIER, 1806), que nos permiten datar un Mioceno.

Caben dos posibilidades, que los depósitos rojos estén situados debajo de los limos y arcillas datados, o más probablemente que entre estos materiales haya un cambio lateral de facies, por lo que se le atribuye una edad Neógeno sin más precisión.

1.3 DEPOSITOS CUATERNARIOS

Los depósitos cuaternarios son variados y en cartografía se han separado los siguientes:

Depósitos glaciares Q (GL).—Los depósitos se encuentran en las vertientes septentrionales de la Sierra Cabrera al SW de la Hoja. La descripción de los aparatos glaciares se ha hecho por LLOPIS LLADO y FONTBOTE (1969). La morfología es característica con circos y valles en artesa, pero los depósitos están retocados y exceptuando algunos puntos se pueden considerar fluvioglaciares. Están formados casi exclusivamente por cuarcitas, lo que se explica por la uniformidad del material de origen, hay también arenas cuarzosas y las arcillas apenas existen.

Relacionado con estos fenómenos glaciares se puede añadir que los extensos canchales que ocupan las cumbres de la Cabrera y del Teleno, y que han alimentado en parte a los coluviones cartografiados, se deben a fenómenos de gelifración.

Materiales eluviales Q (E).—Se han cartografiado así unos mantos de limos y arcillas con pequeños cantos angulosos de pizarras, de poca potencia, sobre los que excava los barrancos actuales, dando una morfología peculiar. Se encuentran sobre laderas suaves de pizarra. En este tipo de depósitos tiene gran importancia la acción química de la atmósfera, con procesos de meteorización y neoformación de arcilla. Es posible que en

algunos, situados a 1.700 m. hayan intervenido procesos de gelifracción.

Materiales coluviales (Q (L)).—Están bien representados en toda la Hoja y localmente pueden alcanzar potencias relativamente grandes. Se encuentran en las laderas y su composición depende de los materiales sobre los que se forman, normalmente están constituidos por cantos angulosos de cuarcitas y areniscas. Son de destacar los canchales de bloques y cantos de cuarcita, sin fracción fina, que ocupan anchas laderas de la Cabrera y que dificultan la cartografía del Paleozoico.

Conos de deyección sólo se han observado en las laderas meridionales de la Sierra del Teleno, y están formados por cantos de cuarcita, abundan los cantos de hematites, posiblemente de la base de las pizarras.

Finalmente se ha cartografiado el relleno aluvial de los valles Q (AL). A ambos lados del río Eria se observa un escarpe de terraza Q (T₁), a cotas superiores se observan superficies de abresión y acumulación de cantos, que actualmente están destruidos por la erosión. Litológicamente está compuesta por cantos de pizarras y cuarcitas heterométricos y con matriz arcillosa rojiza.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

En este capítulo nos referiremos exclusivamente a los terrenos paleozoicos, ya que el Neógeno, como se expuso anteriormente, es discordante y horizontal.

La estructura de la Hoja, así como el metamorfismo de los materiales, son consecuencia de la orogénesis herciniana. No existen evidencia de fenómenos tectónicos anteriores en la Hoja, si exceptuamos el vulcanismo del Ordovícico Medio y la posibilidad de movimientos orogénicos de escasa importancia.

En la cartografía se observa inmediatamente que la Hoja se encuentra en el cierre periclinal del sinclinorio de Truchas. Las estructuras que predominan casi absolutamente son los pliegues. La traza de los ejes, recta en general, es de dirección SE-NW, si exceptuamos las ligeras curvaturas en el flanco sur, las escasas variaciones de la dirección se deben a zonas de fractura. Estos pliegues de gran radio pueden continuarse durante varios kilómetros a través de los distintos materiales. Cada uno de estos pliegues va acompañado por un gran número de pliegues menores con escasa variación en la dirección y que se observan sobre todo en los cierres periclinales de los mayores, su desarrollo depende de la competencia de los materiales.

Exceptuando el anticlinorio del Teleno, donde los ejes son horizontales, en el resto de la Hoja todos buzan con más o menos intensidad hacia el W.

En el núcleo del sinclinal afloran las pizarras del Ordovícico Medio con sus diferentes facies. Debajo de ellas y a lo largo de todo el contacto está la serie de transición, que ayuda a comprender la estructura, ya que a pesar de su escasa potencia, ocupa una gran extensión, lo que indica el enorme replegamiento y el poco buzamiento de los ejes en general.

La cuarcita del Arenigiense dibuja perfectamente el cierre periclinal, que a su vez es un conjunto de pliegues cuyos ejes se hunden hacia el NW. En el flanco sur, debajo de ella, aparece el término más antiguo de la serie. El flanco N es un anticlinorio de menor entidad, formado por cuarcitas armóricas. En el otro flanco del anticlinorio, el extremo NE de la Hoja, de nuevo aparecen las pizarras del Ordovícico Medio.

2.2 LAS FASES HERCINIANAS DE DEFORMACION

El área comprendida en esta Hoja está situada en la zona Asturoccidental-leonesa, en la cual se han distinguido regionalmente tres fases principales de plegamiento (MARCOS, 1972; PEREZ ESTAUN, 1975).

Una primera deformación que da lugar a pliegues con una esquistosidad de flujo paralela al plano axial, más tarde se producen cabalgamientos con estructuras menores asociadas a ellos, le sigue un replegamiento general. Por último, deformaciones tardías que no afectan ya a la cartografía.

En el área estudiada no existe ningún cabalgamiento, ni las estructuras menores asociadas a él, por lo que no se considera esta fase.

La primera fase de plegamiento de la estructura general de la Hoja, con los numerosos pliegues de dirección SE-NW y la pizarrosidad de los tramos más pelíticos. Por la segunda fase aparecen en la esquistosidad pliegues de pequeño radio, crenulaciones, kink-bands horizontales, etc. Por último, las fases póstumas de deformación se manifiestan por kink-bands verticales y diaclasamiento general en la zona.

2.2.1 LA PRIMERA FASE DE DEFORMACION

En esta fase se originan estructuras de todos los órdenes de dimensiones, desde los grandes sinclinos y anticlinos hasta estructuras microscópicas. La característica más importante es la formación de pliegues de distintas escalas, acompañados de una esquistosidad de flujo muy extendida en todo el área.

Los pliegues son de geometría variable, dependiendo de la naturaleza del material. Normalmente van acompañados de pliegues menores, de ejes y esquistosidad de plano axial paralelos. En general se trata de pliegues asimétricos vergentes al N, cuya geometría varía, desde concéntricos en los

grandes bancos de cuarcita hasta similares en los estratos más arenosos y menos potentes, y en las pizarras. La longitud de onda de los pliegues es pequeña y constante, en consecuencia, son muy numerosos.

La esquistosidad desarrollada en esta fase, pasa de ser una esquistosidad de fractura dispuesta en abanico, en las charnelas de las cuarcitas (figura 2), a una esquistosidad de flujo en los tramos pelíticos, con una clara orientación de los minerales componentes de la roca, en algunas muestras se observan que la disolución por presión ha jugado un papel importante en la formación de la esquistosidad. En las alternancias son claros los ejemplos de refracción en la esquistosidad (fig. 1).

En el área estudiada la esquistosidad permanece con dirección constante y el buzamiento varía desde ser subvertical hasta buzarse 30° al S. Localmente puede encontrarse buzando al N, esto es debido a las deformaciones posteriores, ya que por observaciones regionales, se deduce que inicialmente debía ser bastante uniforme y prácticamente horizontal.

Hay otra estructura menos extendida, como los budines con estiramiento en dos direcciones, que aparecen en los bancos de areniscas alternando con pizarras, en los flancos de los pliegues.

Así mismo se observa la deformación de esta fase en objetos preorogénicos como icnofósiles, nódulos, estructuras sedimentarias primarias, etc.

Localmente la serie detrítica del Ordovícico Inferior aparecen estructuras de trasposición, debido a que alternan pizarras con estratos de arenisca con estructuras sedimentarias primarias que producen variaciones considerables en el espesor de los estratos (fig. 3).

2.2.2 SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

Durante esta fase se desarrollan una serie de estructuras de dimensiones diferentes desde la escala cartográfica a escala microscópica, presentan gran variedad en su geometría y su distribución es irregular.

Para el estudio de esta fase es posible utilizar dos superficies de referencia, la estratificación y la esquistosidad de primera fase; en esta última es en donde mejor representada está.

En el área comprendida en la Hoja no se pueden observar los pliegues de gran radio citados en otras zonas (MATTE, 1968; MARCOS, 1974; PEREZ ESTAUN, 1975), las estructuras mayores se manifiestan por cambios bruscos en el buzamiento de la esquistosidad, éstos se pueden atribuir a grandes kink-bands de escala kilométrica, como no producen cambios considerables en la dirección de la esquistosidad, se puede suponer que son prácticamente homoaxiales a los pliegues de la primera fase.

Hay gran cantidad de estructuras menores atribuibles a esta fase, representadas principalmente en los niveles pelíticos. Estas estructuras no se

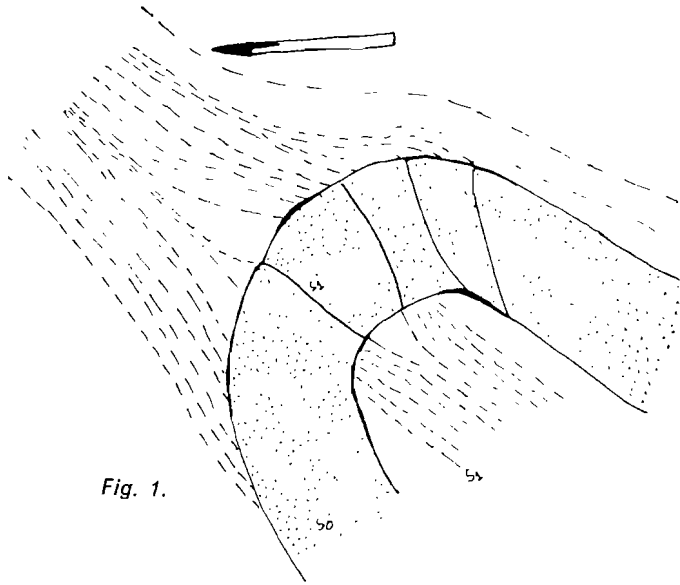


Fig. 1.

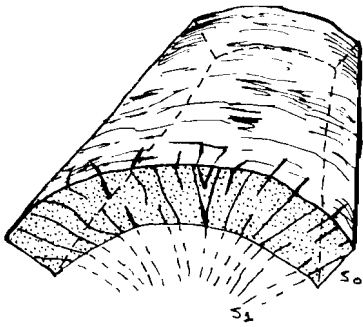


Fig. 2

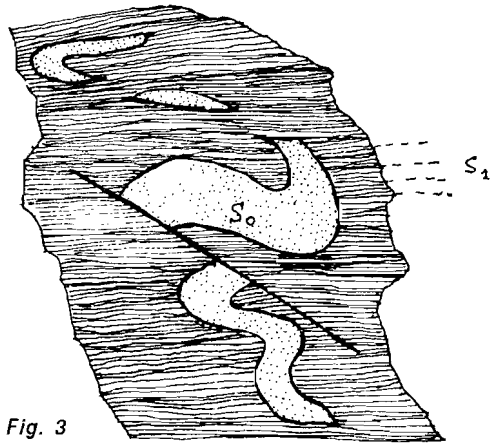


Fig. 3

Estructuras de primera Fase:

Figs. 1-2.—Disposición de la estratificación, y la esquistosidad de flujo.

Fig. 3.—Estructuras de trasposición en el Ordovícico Inferior.

reparten por igual en toda la Hoja, hay sectores donde predomina casi exclusivamente una y otros en donde apenas está representada. Esto puede deberse a que las superficies anteriores no presentan una disposición uniforme, y dan lugar a zonas con una anisotropía orientada, de modo que favorecen a un tipo de estructuras más que a otro. Otra causa puede ser una ligera sucesión en el tiempo, aún perteneciendo a la misma fase, la asimetría de ésta daría lugar a la repartición desigual que se observa.

Las dimensiones de los pliegues que aparecen en las pizarras son del orden del decímetro, aunque hay algunas que pueden llegar al metro (fig. 4). Los ejes de estos pliegues coinciden en dirección con una linealidad desarrollada en las superficies de esquistosidad debida a un microplegamiento, que a escala del microscopio da lugar a una esquistosidad de crenulación. La aparición de estas estructuras, además de las causas anteriormente expuestas, viene controlada por la existencia de una anisotropía anterior bien desarrollada.

La dirección de estas linealidades es muy constante, aproximadamente N 110 E, y son subhorizontales.

En las pizarras del Ordovícico Medio aparecen asimismo unos kink-bands horizontales, acompañados de ligeras ondulaciones de la esquistosidad y un «close-joint», muy extendido en toda la Hoja (fig. 5). Estas estructuras, aunque son posteriores en sentido estricto, ya que se observa en algunos puntos que cortan a los pliegues, se incluyen aquí debido a la coincidencia de los ejes y al control que realizan las estructuras de segunda fase en su aparición.

La superficie de «close-joint», a su vez, se encuentra ligeramente plegada, esto puede tener su origen en fases póstumas o bien a la misma fase que siguió actuando sobre estas superficies de discontinuidad (fig. 6).

Esta fase también se manifiesta localmente por un gran desarrollo de kink-bands en el NW de la Hoja, en los que se puede diferenciar varios juegos horizontales, y kink-bands conjugados de eje horizontal (fig. 7).

A veces, como en el Cerro Campanero, en el NW de Truchillas, se desarrolla un diaclasamiento muy penetrativo subhorizontal que con la esquistosidad da lugar a «pencils» en las pizarras.

2.2.3 DEFORMACIONES TARDIAS

Se incluyen aquí unas estructuras transversales a las existentes, que han sido citadas por MARCOS (1973) y PEREZ ESTAUN (1975), estos autores las denominan diaclasas radiales. Son estructuras subverticales y se disponen perpendiculares en todo el arco astúrico.

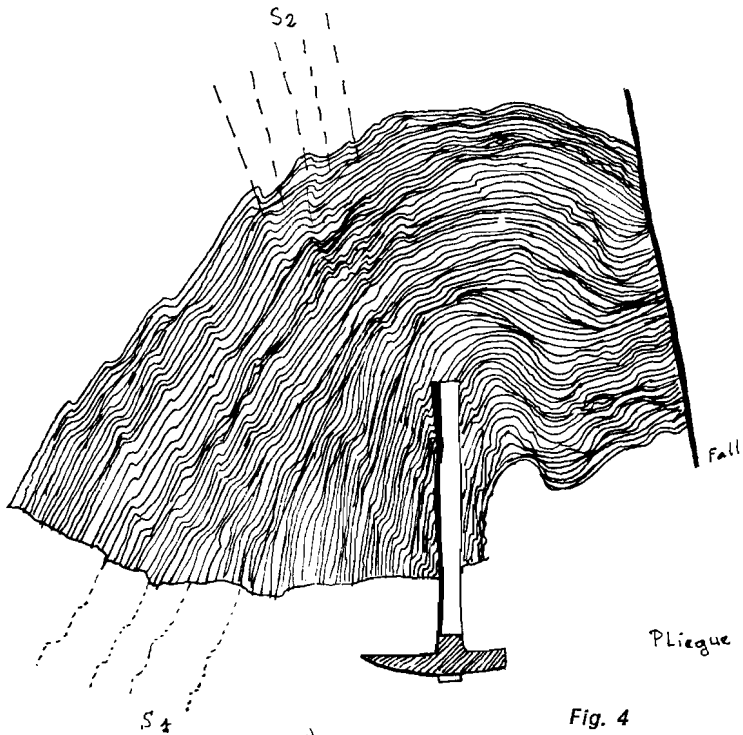


Fig. 4

Pliegue

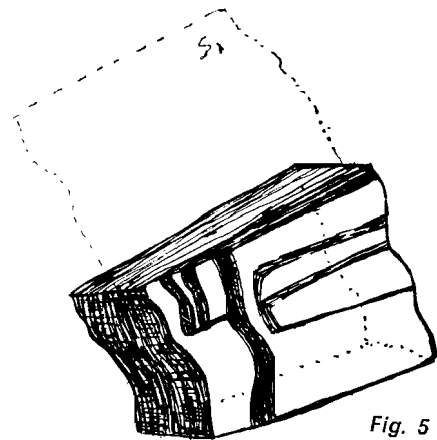


Fig. 5

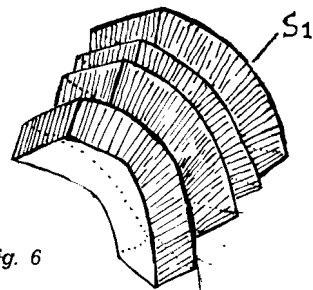


Fig. 6

Sup. diaclasadas

Estructuras de segunda Fase:

Figs. 4-5-7.—Estructuras de segunda fase en las pizarras.
Fig. 6.—Superficies de diaclasamiento plegadas.

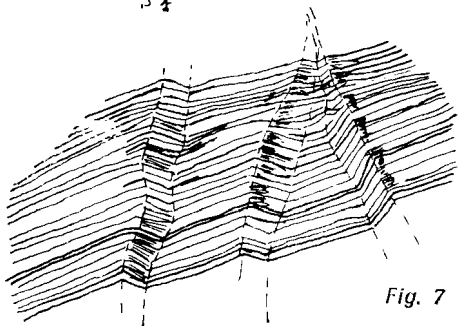


Fig. 7

A este tipo de estructuras se puede atribuir el ligero ondulamiento y cabeceo en los ejes de los pliegues de la primera fase, muy localmente produce pliegues en las cuarcitas de dirección aproximada N-S.

También puede pertenecer a estas deformaciones la zona de fractura con fallas de desgarre de dirección NNE-SSE, que cambian la dirección de los ejes.

En los niveles pelíticos estas deformaciones tardías llegan a ser más penetrativas y desarrollan kink-bands con la dirección anterior y ejes sub-verticales.

Por último se desarrolla un intenso diaclasamiento, y algunas fallas que retocan la cartografía.

2.3 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

En el NO de la Península Ibérica las fases del plegamiento herciniano no han podido datarse con precisión por la ausencia de sedimentos carboníferos, si exceptuamos el afloramiento de San Clodio y el Estefaniense discordante de Bembibre-Villablino.

En las zonas externas del arco, L. U. DE SITTER (1965), sitúa la primera fase entre el Namuriense y el Westfaliense B, mientras que R. WAGNER (1965) la sitúa en el Westfaliense B Superior. La segunda fase estaría comprendida, según L. U. DE SITTER, entre el Westfaliense y el Estefaniense, mientras WAGNER la sitúa en el Estefaniense B Inferior.

La Hoja está situada en una zona más interna de la Cadena, por lo cual habría que suponer que estas fases debieron ser anteriores en el tiempo a las de las zonas más externas.

Las dataciones de edad absoluta realizadas en las granodioritas contemporáneas a la 2.ª fase, permiten atribuirles, sin gran precisión, al Estefaniense, mientras que granodioritas posteriores a la 1.ª fase y anteriores a la 2.ª dan una edad comprendida entre 310-320 m. a., lo cual situaría a la 1.ª fase con anterioridad al Westfaliense Inferior o al Namuriense Superior.

2.4 ANALISIS ESTRUCTURAL

El objeto de este estudio es confirmar lo expuesto anteriormente, mediante una representación estereográfica de las medidas de dirección y buzamiento, de las distintas estructuras observadas en el campo, y uniformemente repartidas en el área considerada.

Se ha representado dos diagramas en la falsilla equiareal de Schmidt. En el diagrama 1 se han proyectado 280 polos de S_1 , es decir, de superficies de esquistosidad originadas en la 1.ª fase. En el diagrama 2 están

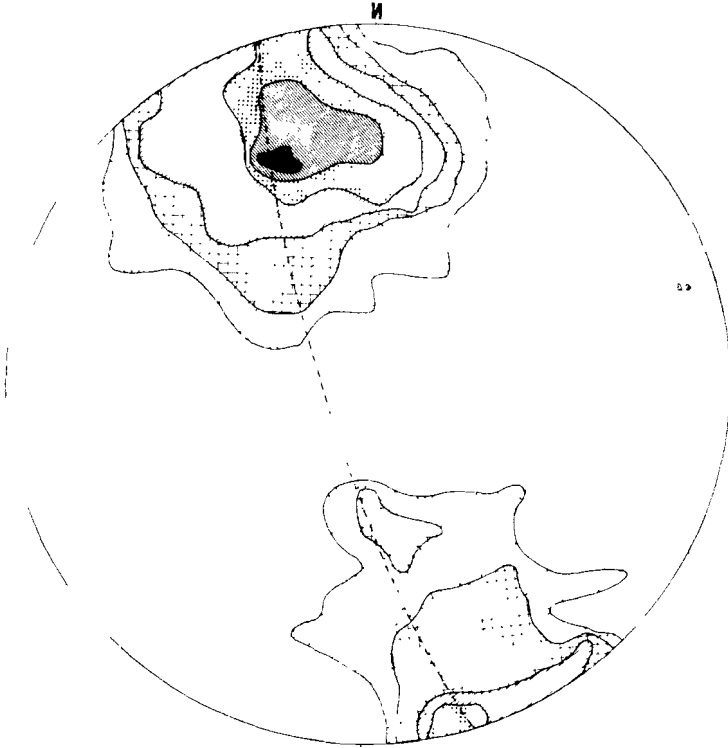


DIAGRAMA 1:

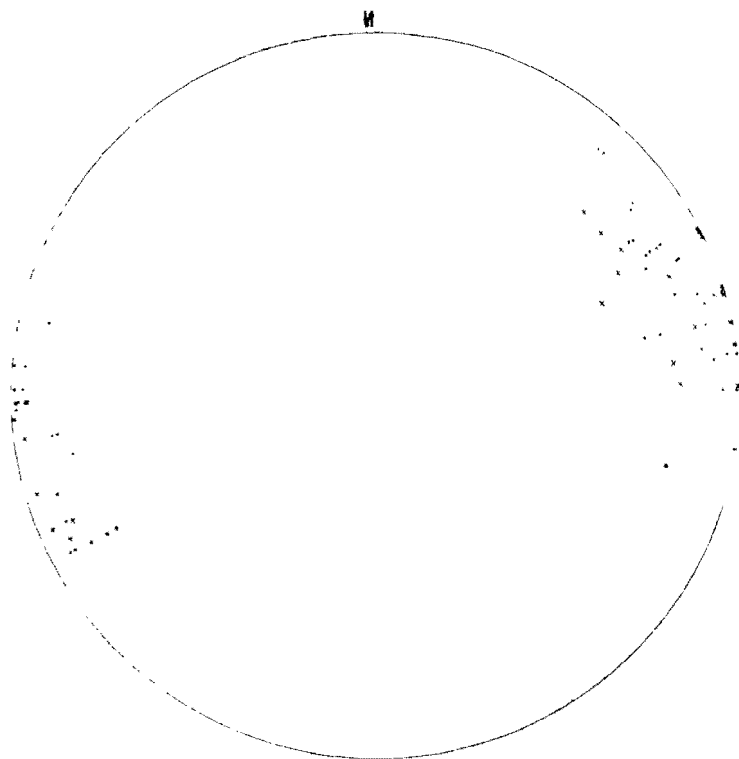
280 polos de S_1 (contornos 1, 1,5, 3, 5,8 y 11 %)

representados 70 polos de ejes de pliegues de 2.^a fase y de linealidades de crenulación (L_1).

Los diagramas reflejan varias conclusiones:

La primera es la uniformidad de la esquistosidad en todo el dominio de Truchas, por lo que se puede considerar como un dominio estructural único.

En el diagrama 2, se demuestra que la crenulación ([linearidad y esquistosidad]), pertenecen a la misma fase de deformación (la segunda) que los pliegues que se observan en la superficie S_1 .



- * Ejes de pliegues.
- Linearidad de crenulación.

Diagrama 2: Polos de 4, 29 polos de eje de pliegues y 41 de linealidad de crenulación.

Aunque no se ha podido hacer un estudio estadístico de los ejes de pliegues de primera fase, se observa por la cartografía que en general coinciden con las medidas de crenulación y ejes de segunda fase, por tanto las estructuras de ambas fases son prácticamente homoaxiales.

La segunda fase sí bien contribuye a la disposición general de la esquistosidad, no produce gran dispersión en las superficies, ya que el máximo

que dan las medidas está muy definido, y fuera del contorno del 1 por 100 no hay ninguna medida.

La pequeña dispersión de las superficies S_1 se disponen según un círculo máximo, cuyo eje estadístico β (que buza 10° en la dirección 278) coincide con los ejes L_1 , por lo que se demuestra que la dispersión es debida a la segunda fase.

La deformación de la esquistosidad según el diagrama, aparte de las estructuras menores ya descritas, da lugar en las S_1 a pliegues disimétricos con gran desarrollo del flanco que buza al N, no cilíndricos, lo que corrobora la idea de posibles kink-bands con flancos de grandes dimensiones

Por último, tanto en el campo como en los diagramas, se observa una ligera dispersión de las superficies de esquistosidad, ya afectadas por la 2.^a fase, según círculos menores en la dirección N 15 E y de eje horizontal, que corresponden a pliegues cónicos que afectan a las superficies anteriores, y que parecen deberse a las fases póstumas que dan lugar a las estructuras radiales del arco.

3 PETROGRAFIA

3.1 INTRODUCCION

En el área comprendida en esta Hoja, no hay gran variedad litológica. En la orogenia herciniana se produjo un metamorfismo regional, epi o mesozonal que no supera nunca la facies de los esquistos verdes.

Desde el punto de vista textural y estructural, las rocas sedimentarias se encuentran transformadas en filitas cuarcíticas y cuarcitas.

3.2 DESCRIPCION PETROGRAFICA

Las cuarcitas, mineralógicamente, están formadas por un agregado de cuarzo con bordes en sutura, y recristalización general. Asociadas con el cuarzo en menor proporción se encuentran minerales como sericita, turmalina, zircón y minerales opacos. Hay también pizarras cuarcíticas, cuya única diferencia con las cuarcitas es la menor proporción de cuarzo, tienen la textura orientada menos clara y escasa o nula la recristalización del cuarzo.

Intercalados en los diferentes tramos de la serie existen estratos de arenisca cuarcítica, en ésta, aunque existen señales de deformación y re-

cristalización, gran parte conservan la textura sedimentaria. Los cristales siguen con los contornos angulosos y la clorita presenta su foliación perpendicular a la esquistosidad, lo que demuestra su carácter pretectónico. Intercaladas en la serie pizarrosa del Ordovícico Medio, hay algunas areniscas cuarcíticas con biotita y cristales de plagioclasa, así como minerales opacos.

En las pizarras se encuentran las asociaciones propias del metamorfismo regional de bajo grado, siendo las más abundantes cuarzo-clorita-moscovita-albita y cuarzo-clorita-moscovita-biotita. Estas asociaciones permiten clasificar a las rocas como pertenecientes a la zona de la clorita y de la biotita, esta última aparece muy irregularmente y es mucho menor frecuente, por lo que no es posible delimitar las áreas en que está presente, cuando aparece lo hace en cristales pretectónicos tabulares.

Aparece también la asociación cuarzo-clorita-moscovita-cloritoide, se deduce de su escasez que debe corresponder a zonas con una composición química especial y favorable para esta cristalización.

Por último, existen otras pizarras sin apenas huellas de metamorfismo, por la carencia de minerales de neoformación. Son pizarras arcillosas y arenosas. Hay localmente pizarras ferruginosas, formadas por un fino agregado de cuarzo-sericita y hematites.

Las intercalaciones vulcano-sedimentarias del Ordovícico Medio y Ordovícico Inferior, corresponden a rocas tobáceas con importante participación detrítica. Mineralógicamente están formadas por clorita, albita, cuarzo y sericita, como minerales fundamentales, en menor cantidad se encuentra circón y minerales opacos. Los cuarzo xenomorfos presentan bordes de corrosión, como es característico en las rocas volcánicas.

Algunas de las muestras estudiadas contienen nódulos de calcita secundarios.

La gran alteración de los minerales de origen volcánico unida a la gran proporción detrítica, impide hacer mayores precisiones sobre estas rocas. LLOPIS y FONTBOTE (1959) atribuyen a diabasas, MATTE (1964) a riolitas y rocas afines, mientras PEREZ ESTAUN (1975) indica la posibilidad de que se trate de una serie volcánica diferencial que iría desde terminal ácidas a terminal básicas.

3.3 RELACIONES ENTRE CRISTALIZACION METAMORFICA Y DEFORMACION

En el metamorfismo regional, la cristalización se inicia por la nucleación de cloritas y moscovita pretectónicas, las cuales presentan exfoliación perpendicular a la esquistosidad de flujo, a veces se encuentran dobladas y desarrollan sombras de presión.

La cristalización más importante de clorita y moscovita se realiza sin-tectónicamente con la esquistosidad de flujo.

El cloritoide es postectónico respecto a la primera fase.

Durante la formación de la esquistosidad de crenulación continúa la cristalización de clorita y comienza a cristalizar biotita. Prácticamente todos los cristales de biotita presentan un hábito blástico postectónico, debiendo originarse a expensas de una pulsación térmica tardía.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica se inicia con el depósito continuo de materiales de tipo clástico en una plataforma o mar poco profundo. Esta sedimentación llegaría hasta el Arenig.

Con el Ordovícico Medio se produce una subsidencia de la cuenca que permite el depósito de potentes masas de sedimentos pelíticos (pizarras negras con abundantes piritita y materia orgánica) con algunas intercalaciones arenosas, y depósitos vulcanosedimentarios, en un medio euxínico.

De este modo, se desarrolló en la zona Asturoccidental-leonesa un ciclo geosinclinal que no se continúa por etapas de deformación posteriores y los consiguientes depósitos molásicos.

El conjunto de estos materiales fue deformado durante la orogénesis herciniana, estando sometida las rocas a un proceso repetido de plegamiento y fracturación, al menos durante dos fases principales. Simultáneamente a esta deformación se desarrolló un metamorfismo regional de bajo grado.

Por último, durante el Neógeno se depositan materiales detríticos, procedentes del desmantelamiento de las rocas anteriores en un ambiente continental.

La historia geológica que corresponde a los materiales paleozoicos forma parte de un contexto más amplio, ya que esta zona forma parte de una unidad mayor que es la zona Asturoccidental-leonesa, sobre la que se han hecho estudios generales de su evolución sedimentológica, tectónica y metamórfica, MATTE (1968), MARCOS (1973), PEREZ ESTAUN (1975).

Durante los períodos glaciares cuaternarios se originan las morfologías y depósitos propios de zonas de nieves perpetuas. Son los circos, morreras, lagos y depósitos glaciares, algunas de estas formas se han representado en la cartografía.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista de posibilidades hidrogeológicas, hay que distinguir, por una parte, los materiales del Paleozoico y, por otra, los depósitos terciarios y cuaternarios.

La mayor parte de la Hoja está ocupada por los materiales del Paleozoico y están constituidos fundamentalmente por cuarcita, arenisca y pizarra. Las pizarras tienen una permeabilidad casi nula, en alteración produce materiales arcillosos que dificultan aún más la circulación de aguas a través de estos materiales. Las cuarcitas son compactas y recristalizadas, lo que disminuye su porosidad eficaz, además tienen intercalaciones pizarrosas, lo que disminuye la permeabilidad del tramo cuarcítico.

Por tanto, la permeabilidad de todos estos materiales se reduce a fisuración y diaclasamiento lo que da unas posibilidades hidrogeológicas aleatorias. Los acuíferos se reducen a zonas donde las discontinuidades de la roca permiten el almacenamiento y circulación de aguas.

En segundo lugar están los materiales terciarios y cuaternarios, que presentan tramos detríticos poco consolidados y de gran permeabilidad, con posibilidades hidrogeológicas; estos tramos son de poco espesor y dan lugar a acuíferos superficiales de pequeñas dimensiones. De este tipo son los manantiales estacionales que drenan los canchales y depósitos de ladera. A esta clase de acuíferos pertenece el del aluvial del río Eria, aprovechado en Castrocontrigo para abastecer la población, a pesar del riesgo de contaminación que tiene.

El nivel de drenaje de todos estos pequeños acuíferos en la Cabrera Alta es el río Eria.

En cuanto a la hidrología superficial, la pluviometría de la zona es de media a alta. Esto, unido a la escasa permeabilidad de los materiales, da lugar a una importante escorrentía superficial favorecida por las pendientes considerables de la Hoja.

Los pequeños manantiales de ladera y las aguas provenientes del deshielo de la nieve, aseguran una alimentación a las pocas corrientes continuas que existen en la Cabrera.

Al Oeste de Baillo y Corporales, en los altos de Trillo Monte, Valdecuerno, Colina, etc., se halla el límite entre la cuenca hidrológica del Miño y de la del Duero. Esto da lugar a un paisaje geomorfológico totalmente diferente, hacia el E, en la Cabrera Alta, el paisaje es una prolongación de la meseta, con colinas suaves y redondeadas; hacia el W, en la cuenca del Miño, los ríos excavan profundos barrancos en las pizarras, y dan lugar a pendientes mucho más abruptas, es la Cabrera Baja.

5.2 MINERÍA Y ROCAS INDUSTRIALES

Desde el punto de vista minero, la Hoja no presenta gran interés; existen, sin embargo, algunas manifestaciones minerales principalmente de tipo exógeno. Se pueden describir tres grupos de yacimientos.

- Yacimientos endógenos.
- Yacimientos exógenos, ligados a la sedimentación del Paleozoico.
- Yacimientos exógenos, ligados a los sedimentos del Neógeno.

En cuanto a los primeros se reduce a una mina abandonada en el S de la Hoja. Se ha reconocido, y aunque no quedan restos de minerales, se trata de un filón de varios metros de corrida que corta a las estructuras, forma parte de las mineralizaciones tardías, ligadas al plutonismo que existe en la región, aunque no esté presente en el área de la Hoja. A este tipo de yacimientos deben pertenecer algunas mineralizaciones de plomo que citan LLOPIS LLADO y FONTBOTE [1959] en la Cabrera Baja, en la actualidad no ha sido posible reconocerlas.

En los yacimientos ligados a la sedimentación del Paleozoico, se pueden distinguir dos grupos. Las mineralizaciones de hierro en las pizarras de Luarca, que pueden deberse bien a una concentración de la pirita que hay en las pizarras, como ocurre en una capa de pirita 1 a 2 m. de espesor al S de Truchas, o bien ligadas a los sedimentos vulcanodetríticos muy ricos en óxidos de hierro; de este tipo son los indicios que aparecen al S de Valdivido, son siempre de poca extensión. Más importancia tienen las mineralizaciones que hay en el contacto de la serie de Transición del Ordovícico Inferior en las pizarras del Ordovícico Medio en el flanco N del Sinclinatorio de Truchas. Están en toda la vertiente meridional de la Sierra del Teleno, es probable que represente una continuidad de los yacimientos de Hematites descritos por P. H. SAMPELAYO en la Hoja de Lucillo, situadas en el flanco N del anticlinorio del Teleno, en la misma posición estratigráfica; este nivel ferrífero fue estudiado por LLOPIS LLADO y FONTBOTE (1959), que presentan la posibilidad de que corresponda con otros yacimientos conocidos y explotados en otras regiones próximas.

Se trata de varios niveles de arenisca ferruginosa y oolitos de hierro que pasan a veces a ser verdaderas capas de hematites, están plegados por la primera fase.

Su espesor varía de 1/2 m. a 2,5 m.; los niveles no son continuos, pero existen capas de hierro desde Pozos y se continúan a lo largo del contacto hasta salir fuera de la Hoja por el NW. En el barranco de Valdeveiros estos horizontes ferríferos adquieren bastante importancia. No existe en la zona ninguna labor minera.

En los depósitos detríticos del Neógeno hay yacimientos de oro. Existen

labores mineras desde los romanos, que en algunos puntos han llegado a modificar la morfología. No existe ninguna concentración especial, las labores se encuentran en todos los depósitos rojos del Neógeno. En la actualidad se continúa su investigación por diversas empresas particulares, tanto por el oro como por otras mineralizaciones ligadas a estos depósitos.

En cuanto a las rocas explotables, las pizarras se presentan, sobre todo hacia la base, duras y de buena calidad para techar, pero con mucha pirita. Como áridos pueden utilizarse algunos depósitos cuaternarios y sobre todo las cuarcitas del Arenigiense, que en la vertiente N del Teleno, cuando se alteran, se hacen arenosas; en algunos puntos han sido explotadas ya.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALBERDI, M. T., y AGUIRRE, E. (1970).—«Adiciones a los Mastodontes del Terciario español». *Estudios Geológicos*, vol. XXXVI, pp. 401-415, Madrid.
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ-CATALAN, J. R., y MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Presencia de una nueva fase de deformación, probablemente prehercínica en el Noroeste y centro de la Península Ibérica». *Separata de Estudios Geológicos*, VI, pp. 29-48, Salamanca.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Récherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mém. Soc. Géol. du Nord*, t. 2, núm. 1, 20 láms., Lille.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne)». *Thèse, Univ. de Montpellier*, 430 pp.
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1916).—«Criaderos de hierro de España», t. II (Criaderos de Asturias), pp. 611-668.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A. & TRUYOLS, J. (1972).—«L'évolution paléogéographique de NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien». *Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, sér. C, t. IV, fasc. 1, pp. 1-7.
- LLOPIS LLADO, N., y FONTBOTE, J. M. (1959).—«Estudio geológico de la Cabrera alta (León)». *Departamento de Geología Aplicada del Instituto Elcano* [C. S. I. C.], Zaragoza.
- MARCOS, A. (1971).—«Las deformaciones hercínianas en el occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NW de la Península». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 1, pp. 2-6, 5 figs., Oviedo.
- (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura hercíniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geol.*, núm. 6, pp. 1-113, 68 láms., 66 figs., Oviedo.
- MATTE, Ph. (1969).—«Sobre el Volcanismo siluriano del Sinclinal de Truchas (NW de España)». *Notas y Comun. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 80, pp. 175-178.

- (1967).—«Le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 264, pp. 1769-1772.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127, 128 figs., 3 láms., Grenoble.
- PEREZ ESTAUN, A. (1974).—«Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región del Truchas». *Brev. Geol. Ast.*, año XVIII, número 2, pp. 23-25.
- (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Astur-occidental-leonesa (W de León, NW de España». *Tesis Universidad de Oviedo*.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA