

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

PUERTOMARIN

Segunda serie – Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente hoja ha sido realizada por IMINSA, con normas dirección y supervisión del Instituto Geológico y Minero de España, habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Cartografía: José Ramón Martínez Catalán, Rafael Fernández Rodríguez Arango, Angel Naval Balbín y Francisco González Lodeiro, Licenciados en Ciencias Geológicas.

Memoria: Rafael Fernández Rodríguez-Arango y Angel Naval Balbín.

Petrología: Ofelia Suarez Méndez y Florencio Aldaya Valverde, doctores en Ciencias Geológicas.

Asesoramiento de campo y memoria: José Ramón Martínez Catalán y Francisco González Lodeiro. Universidad de Salamanca.

Control y supervisión I.G.M.E.: Argimiro Huerga Rodríguez, 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 constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Album fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas Bibliográficas.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-32176-1982

SSAG. Industria Gráfica - C/. Lenguas, 4-3.º - Madrid-21 (Villaverde)

1. INTRODUCCION

La hoja n.º 123, PUERTOMARIN, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se encuentra situada en el ángulo NW. de la Península Ibérica y comprendida entre las coordenadas 7º 51' 6", 7º 31' 10.6" de longitud Oeste (Greenwich) y 42º 50' 04.4", 42º 40' 04.5" de latitud Norte.

Geográficamente, la hoja se localiza en la parte centrorienta de Galicia dentro de la provincia de Lugo, entre los pueblos de Guntín, Chantada y Sarria, situados al Norte, Sur y Este, respectivamente. Dentro de su superficie los núcleos de población más importantes corresponden a Puertomarín, Monterroso y Taboada.

La morfología de la hoja está caracterizada por un relieve no demasiado accidentado con alturas máximas de 840 metros (pico de Veitureira, al SE. de la hoja), siendo la media del orden de los 600 metros. El río más importante es el Miño, a cuya cuenca pertenece la mayor parte de la red hidrográfica de la hoja, que atraviesa toda la franja central con dirección general NNE.-SSW. y sobre el que se forma el embalse de Belesar.

Desde el punto de vista geológico, la hoja forma parte de las zonas III (Galicia Oriental) y IV (Galicia Central-Tras os montes) definidas por MATTE (1968) en el esquema paleogeográfico del NW. de la Península Ibérica. La Zona III se caracteriza: (1) Por la presencia de un Precámbrico esquistoso y un Cámbrico completo. (2) Gran diversidad de facies de Ordovícico Superior. (3) Presencia de algunos afloramientos de Devónico Inferior y Carbonífero.

La Zona IV está caracterizada: (1) Por la ausencia de afloramientos devónico-carboníferos. (2) Un Ordovícico y Silúrico esquistoso, muy potentes. (3) Ausencia total de Cámbrico, reposando directamente el Ordovícico sobre el «Olló de Sapo». (4) Presencia de un Precámbrico porfiroide («Olló de Sapo») y un Precámbrico antiguo esencialmente constituído por rocas básicas metamorizadas.

Los materiales existentes en la hoja quedan claramente diferenciados en tres dominios, separados por fallas: El Dominio del Domo de Lugo y el del «Ollo de Sapo», separados por la falla de Vivero, y el Dominio esquistoso de Galicia Central y Occidental, separado del Dominio del «Ollo de Sapo» por una gran falla que viene desde la costa Cantábrica en Valdoviño, al Oeste de Cedeira, limitando en gran parte de su trazado el macizo granodiorítico de Chantada-Taboada. El Dominio del Domo de Lugo se localiza al NE. de la hoja; está constituido fundamentalmente por metasedimentos precámbricos y del Cámbrico Inferior.

El Dominio del «Ollo de Sapo» ocupa la parte central de la hoja, comprendiendo materiales que van desde el Precámbrico porfiróide hasta el Silúrico. El Dominio esquistoso de Galicia Central y Occidental ocupa gran parte de la mitad Oeste del mapa y está compuesto por materiales cuya facies recuerda sobre todo al Silúrico del Dominio del Ollo de Sapo, intruidos por abundantes cuerpos graníticos y granodioríticos. Los materiales Terciarios y Cuaternarios aparecen escasamente representados.

Para la realización de este trabajo nos hemos apoyado en diversas publicaciones entre las que cabe destacar los trabajos de BARROIS (1882), MATTE (1964-68), CAPDEVILA (1965-67-69), PARGA PONDAL (1960-63 y 64), LOTZE (1956-57-58), WALTER (1963-68), MARCOS (1973), PEREZ-ESTAUN (1978), MARTINEZ CATALAN (1980).

Asimismo fue de una gran ayuda para la realización de este trabajo las hojas 1:50.000 del PLAN MAGNA publicadas y supervisadas por el I.G.M.E. correspondientes a Guntin (97/7-7), Chantada, (155/7-9), Lugo (72/7-6), Villalba (47/7-5) y Sarria (124/8-8).

2. ESTRATIGRAFIA

Dentro de la hoja se localizan tres conjuntos principales que corresponden a los denominados «Dominio del Domo de Lugo», «Dominio del Ollo de Sapo» y «Dominio esquistoso de Galicia Central y Occidental», claramente diferenciados por sus características litológicas y estructurales.

2.1. DOMINIO DEL DOMO DE LUGO

Ocupa la parte NE de la hoja, formando parte de una amplia estructura antiformal que se extiende desde la costa Cantábrica en la zona de Foz hasta la Sierra del Caurel. En la hoja aparece limitado por la Falla de Vivero que lo separa del «Dominio del Ollo de Sapo».

Está caracterizado fundamentalmente por la presencia de un Cámbrico Inferior y Medio completo, con sedimentos de tipo plataforma depositados sobre la Serie

de Villalba (BARROIS, 1882; CAPDEVILLA, 1969), atribuida al Precámbrico Superior.

El Domo de Lugo es el resultado de la superposición de dos fases de deformación: una primera que ha dado lugar a la formación de pliegues de plano axial subhorizontal (MATTE, 1968) y otra posterior que los ha replegado suavemente.

2.1.1. Precámbrico

Aparece representado por la Serie de Villalba que se presenta recubierta discordantemente por el Grupo de Cándana. Está formado por una potente secuencia turbidítica con facies predominantemente distales, a las que se le atribuye una edad Precámbrico Superior.

2.1.1.1. Serie de Villalba

Los primeros estudios sobre esta formación corresponden a BARROIS (1882) quien la describe como «micasquistos de Villalba» atribuyéndole una edad Precámbrico. Posteriormente, diversos autores estudian y describen esta formación, entre los que destacan GARCIA DE FIGUEROLA (1965), WALTER (1966, 68) y CAPDEVILA (1969), debiéndose a este último los estudios más detallados y la denominación definitiva de Serie de Villalba

Dentro de esta formación podemos diferenciar dos tramos bien delimitados.

2.1.1.1.1. Tramo inferior (PC ξ + ξ A)

Este tramo está constituido fundamentalmente por esquistos biotíticos de tonos oscuros, bastante homogéneos, paraneises y en menor proporción intercalaciones de neises anfibólicos.

En algunas zonas se presenta migmatizado, caracterizándose petrográficamente por ser esquistos muy micacíticos con predominio de la biotita sobre la moscovita y por la presencia de minerales índice del metamorfismo regional como granate, estaurólita y distena. Siendo estos minerales anteriores a la migmatización, la distena está deformada y sólo se conservan restos en algunas de las láminas estudiadas. Distena y estaurólita están desestabilizadas y aparecen sustituidas o englobadas por moscovita. La sillimanita es frecuente también en los esquistos migmatíticos; más tarde que los minerales aluminicos antes citados, parece contemporánea con la migmatización.

En los paraneises es característica la plagioclasa como único feldespato y suelen existir granates desestabilizados en parte, que presentan formas corroídas típicas.

2.1.1.1.2. Tramo Superior (PC ξ)

Está constituido fundamentalmente por esquistos moscovíticos brillantes con porfiroblastos de estaurolita, cloritoide y granate. La presencia de cloritoide es característica de este tramo, por lo que se diferencia fundamentalmente de los niveles esquistosos del Grupo de Cándana.

2.1.2. Cámbrico Inferior-Grupo de Cándana

Este grupo se corresponde con las denominadas (LOTZE, 1957; WALTER, 1963-68) «Capas de Cándana», distinguiendo varias formaciones dentro de ellas, de las cuales solo aparecen representadas en la hoja las tres inferiores.

El grupo de Cándana está constituido fundamentalmente por sedimentos cuarcíticos, pizarrosos y niveles carbonatados, que se disponen discordantemente sobre la Serie de Villalba. Dentro del grupo se pueden diferenciar las siguientes formaciones.

2.1.2.1. *Cuarcita de Cándana Inferior* (CA₁, q)

Esta formación está constituida fundamentalmente por una alternancia de cuarcitas tableadas con esquistos y algún banco de cuarcitas masivas. Las cuarcitas tableadas son generalmente de tonos claros, bien estratificados en niveles que oscilan entre 1 y 10 cm. Los esquistos son oscuros, biotíticos, presentándose en niveles centimétricos intercalados en las cuarcitas y en bancos de varios metros. Las cuarcitas masivas sólo se localizan en la orilla Sur del río Ferreira y en los altos del Monte Ferreira, con una potencia que oscila de 10 a 15 metros.

Petrográficamente estas cuarcitas se caracterizan por ser algo esquistosas debido a la orientación de la moscovita, mineral frecuente como accesorio aunque a veces puede llegar a ser esencial en algunas rocas clasificadas como cuarzoesquistos. Otros accesorios menos abundantes son turmalina, circón, apatito, óxidos de Fe y, más raramente, feldespatos sobre todo la plagioclasa, que aparece en proporciones considerables en algunas cuarcitas feldespáticas.

2.1.2.2. *Pizarras de Cándana* (CA₁, p)

Afloran por encima de las cuarcitas del mismo nombre, disponiéndose concordantes sobre ellas y ocupando gran parte de los afloramientos correspondientes al Domo de Lugo dentro de la hoja.

Están constituidas por esquistos grises, con moscovita y biotita, poco homogéneos y con presencia, en algunos sitios, de estaurolita, andalucita y granate.

En zonas, e intercaladas en las pizarras, existen crestones de calizas con potencias que oscilan entre 5 y 10 metros (calizas de Cándana).

Petrográficamente, las láminas estudiadas muestran bastante heterogeneidad, corresponden a micaesquistos, esquistos feldespáticos y paraneises. En los micaesquistos, además de moscovita y biotita como minerales más abundantes, es frecuente también el cuarzo y las plagioclasas, que generalmente aparecen muy sericitizadas, así como la estaurólita que aparece con características propias de una cristalización sin a tardi S_1 . Parte de la biotita en estas rocas parece ser tardía, presentándose desorientada atribuyéndose a procesos de recristalización estática.

Los esquistos feldespáticos se caracterizan por la presencia de sillimanita de tipo fibrolítico bastante abundante y aparece con posterioridad a la S_1 .

Los paraneises suelen ser biotíticos conteniendo en algunos casos granates corroídos anteriores a la foliación.

2.1.2.3. Calizas de Cándana (CA_1c)

Aparecen en una banda que se dispone ENE.-WSW. intercalada en las Pizarras de Cándana, siendo los afloramientos escasos y discontinuos. En la zona de Gondrame la banda calcárea parece terminar hacia el NE., formando un pliegue anticlinal de fase 2. Afloran también de una forma aislada en la zona de Santa Marina, en el contacto con la Falla de Vivero, donde presentan mayor potencia, habiendo sido objeto de explotación mediante cantera.

En general la caliza se presenta recristalizada y con tonos claros, con una disposición tableada que alterna con tramos más masivos. En las zonas donde las bandas de caliza tienden a desaparecer es frecuente que adopte unas tonalidades verdosas, por la presencia de anfíboles, clinopiroxenos y epidota, y alterna con niveles pizarrosos y arenosos. Por otra parte son frecuentes los niveles anfibólicos por debajo de las bandas calcáreas.

Petrográficamente, las láminas correspondientes a los términos calizos son típicos mármoles caracterizados por texturas granoblásticas generalmente sin orientación de ningún tipo. Presentan como minerales accesorios frecuentes talco, tremolita, diopsido, micas y óxidos de Fe.

Las paranfilitas se caracterizan por grandes cristales de anfíboles poiquiloblásticos que cortan la esquistosidad.

2.2. DOMINIO DEL OLLO DE SAPO

Está formado por un conjunto de metasedimentos que ocupan toda la franja central de la hoja, abarcando la serie estratigráfica desde los materiales que constituyen el «Olló de Sapo» de grano fino, de edad precámbrica, hasta el

Silúrico, teniendo como núcleo el Anticlinorio del Ojlo de Sapo definido por PARGA PONDAL, MATTE y CAPDEVILA (1964).

2.2.1. Formación porfiroide del Ojlo de Sapo-Facies fino (PC_w)

Aflora en una banda continua que corresponde al núcleo de un anticlinal que atraviesa la hoja con dirección NW.-SE. No se observan afloramientos correspondientes a la facies de grano grueso dentro de la hoja.

En general es una roca de composición grauváquica con abundantes feldespatos y cristales de cuarzo, normalmente de tonos azulados; presenta a veces rocas volcánicas interstratificadas de tipo riódacítico, así como intercalaciones de pizarras de grano muy fino y generalmente verdosas; en algunos casos existen también niveles de cuarcitas feldespáticas.

Con respecto a su origen existen dos hipótesis, una la dada por RIEMER (1966), PARGA et al. (1964) según la cual esta formación sería un conjunto vulcano-sedimentario, y otra la establecida por CAPDEVILA (1969), BARD et al. (1972) que dicen que esta formación está constituida por metagrauvacas feldespáticas provenientes de la erosión de granitos porfídicos y lavas ácidas.

Por otro lado, de las observaciones realizadas en la playa de Area (hoja de Vivero), se aprecia una granoselección en los cristales de feldespato que induce a pensar en un origen sedimentario. Asimismo la presencia de lentejones pizarrosos de grano muy fino y tonos verdosos podría ser otro criterio que avalara la hipótesis dada por RIEMER y PARGA.

La edad de la formación fue también objeto de controversias, siendo difícil de determinar, puesto que el único dato cronológico seguro es que corresponde a una edad preordovícica, ya que aparece siempre por debajo del Ordovícico.

Mayoritariamente se le atribuye a la formación edad Precámbrica; otros autores sin embargo creen que puede ser Cámbrico e incluso Ordovícico inferior (LOTZE, 1929; ANTONIOZ & FERRAGNE, 1969; MARTINEZ GARCIA, 1973).

Según BARD et al. (1972) su edad es Precámbrico por presentarse cubierto por formaciones cámbricas en Miranda do Douro (Portugal) y en la zona oriental de la Cordillera Central.

Según MARTINEZ GARCIA (1973) su edad se puede considerar como Cámbrica por encontrarse encima de la Serie de Porto de edad Cámbrico Inferior.

La edad que hemos considerado como más probable para esta formación es Precámbrico Superior, si se admite la correspondencia con la Cordillera Cantábrica donde las series de la Herrería sería correlacionables con el grupo de Candana, guardando la misma relación con formaciones infrayacentes de ambas zonas (Narcea y Villalba).

Dentro de las pizarras del Narcea y en su parte más inferior se encuentran niveles de rocas dacíticas y riódacíticas (PEREZ ESTAUN y MARTINEZ 1978) similares a las que se encuentran en la formación porfiroide del Ojlo de Sapo. Si admitimos

esta correlación es indudable que el Olló se encontraría en una posición baja dentro de la formación Villalba o inferior a ella, la cual indudablemente tiene una edad Precámbrica.

Microscópicamente, las rocas estudiadas se caracterizan por texturas neísicas o porfídicas, pudiendo considerarlas como metagrauvasas feldespáticas más que verdaderos neises sobre todo en las zonas de más bajo metamorfismo. Destaca la presencia de nódulos de cuarzo generalmente policristalinos y en casos menos frecuentes constituídos por un único cristal que puede presentar tendencia idiomórfica y bordes con golfos de corrosión típicos de los cuarzos volcánicos. Los feldespatos, también en granos o nódulos de tamaño medio, corresponden a albita con maclado fino y feldespato potásico con maclas en damero posiblemente debido a una albitización, frecuente en estas rocas según CAPDEVILA (1969). Su matriz está constituída por cuarzo granoblástico fino en forma de pequeños lentejones, sericita, moscovita mal cristalizada y clorita. Como accesorios son frecuentes los minerales opacos, hematites, rutilo, leucoxeno, circón y apatito.

2.2.2. Ordovícico

Aparece dentro de la hoja, en contacto directo sobre la formación porfiroide del «Olló de Sapo» de grano fino, estando constituído fundamentalmente por esquistos con niveles cuarcíticos y cuarcitas masivas. Estos materiales se distribuyen alternativamente formando pliegues cuyas trazas axiales siguen una dirección general NW.-SE.

2.2.2.1. Ordovícico Inferior

De muro a techo la sucesión es la siguiente.

2.2.2.1.1. Cuarcitas y Areniscas Basales (O_1q_1)

Son bancos de cuarcitas y areniscas de tonos claros y alternancias rítmicas de areniscas y pizarras. Los bancos son lenticulares y se presentan estratificados con potencias que no sobrepasan los 6 m. Lateralmente pueden pasar a bancos arenosos. La formación en la hoja es discontinua, desapareciendo en la parte Norte del flanco oriental del Anticlinorio del Olló de Sapo.

Esta formación aflora siempre en contacto con la parte superior del «Olló de Sapo» en su facies fina, aparentemente concordante pero interpretado como una discordancia estratigráfica por diferentes autores (MATTE 1968, CAPDEVILA 1969). Presenta en la hoja una potencia que oscila entre 0 y 30 metros.

Microscópicamente, las cuarcitas se caracterizan por texturas granoblásticas y

esquistosas, debiéndose esta esquistosidad al alargamiento, a veces muy acusado, de los cristales de cuarzo los cuales presentan contactos suturados e interpenetrados.

Como minerales accesorios es frecuente la presencia de moscovita en laminillas muy finas dispuestas en los contactos entre los cuarzos, turmalina idiomórfica, circón muy redondeado, opacos y piritita de tamaño considerable.

Algunas de las rocas de esta formación son verdaderos cuarzo-esquistos con una esquistosidad muy desarrollada marcada por la orientación de los filosilicatos y acumulación de óxidos de Fe. Contienen, además de cuarzo, moscovita, clorita y/o biotita incipiente. Como minerales accesorios presentan turmalina, circón, rutilo y opacos disponiéndose algunos oblicuos a la esquistosidad con sombras de presión de escaso desarrollo.

2.2.2.1.2. Pizarras, Areniscas y Cuarcitas ($O_1 p$)

Pizarras con alternancia de areniscas y cuarcitas; las pizarras son grises oscuras, de grano fino, satinadas que se apoyan directamente sobre el nivel de cuarcitas basales o sobre el «Ollito de Sapo» de grano fino. En algunas zonas existen intercalaciones de cuarcitas y areniscas. Más al Sur, fuera ya de la hoja, puede presentar niveles muy finos de ampelitas.

La edad de esta formación se atribuye al Ordovícico inferior por correlación con otras zonas similares, fuera ya de la hoja, donde se encontraron cruzianas de esta edad en los tramos basales de la formación (MATTE, 1968 y PEREZ ESTAUN, 1978; en la región de Sanabria).

Las pizarras se caracterizan por texturas esquistosas de grano muy fino siendo visible una esquistosidad de crenulación (S_2) que pliega una anterior de flujo (S_1), en ambas superficies se observa acumulación de opacos. Su mineralogía es a base de moscovita, clorita y cuarzo, siendo menos frecuentes biotita y cloritoide. Como accesorios suele contener opacos y circón.

Las areniscas y cuarcitas suelen ser algo esquistosas debido a la orientación de laminillas de moscovita y alargamiento de cuarzo y frecuentemente con ligero bandeado composicional con capas más micáceas; ocasionalmente existen niveles ricos en feldespatos, bastante seritizados, que pueden considerarse metacuarcitas feldespáticas.

2.2.2.1.3. Cuarcita Armoricana ($O_1 q_2$)

Esta formación está constituida fundamentalmente por un potente conjunto de cuarcitas de tonos claros, estratificada en bandas masivas que destacan notoriamente en la topografía.

En general podemos hablar de dos tramos dentro de esta formación: uno

inferior constituido por una alternancia de pizarras y el superior por cuarcita masiva, generalmente de tonos claros y grises. Estas cuarcitas fueron datadas como del Skiddawiense por RIEMER (1966) y MATTE (1968), al encontrar cruzianas de esta edad al Sur de Monforte. Esta formación se continúa perfectamente en toda Galicia Oriental.

La potencia media en la hoja es de unos 150-200 metros, llegando a desaparecer localmente por efecto de la discordancia Taconica.

Desde el punto de vista petrográfico corresponden a cuarcitas finas, grafitosas o feldespáticas, incluso en algunos casos son cuarzo-esquistos. En las cuarcitas típicas la textura es granoblástica no orientada y con contactos interpenetrados. Presentan como minerales accesorios moscovita en forma de laminillas muy alargadas y finas, circón muy redondeado, opacos y muy ocasionalmente biotita verde alterada.

En algunas variedades ricas en grafito-materia orgánica es característico un bandeado muy fino debido a alternancias cuarcíticas con grafiticas; presentan también moscovita como accesorio.

Se han encontrado feldespatos en algunos niveles que son a su vez ricos en materia sericítico-moscovita, caracterizándose además por presentar cuarzos de formas alargada.

2.2.2.2. *Ordovícico Medio–Pizarras de Luarca (O₂ p)*

Está constituido por pizarras grises–azuladas, muy homogéneas, que se disponen concordantes sobre la Cuarcita Armoricana; en la base de la formación a veces existen pequeñas intercalaciones de areniscas. En otras zonas, fuera de la hoja, presenta intercalado lentejones de hierro oolítico que fueron objeto de explotación en algunas zonas (Vivero, Ponferrada, etc.).

La edad de la formación no puede establecerse con precisión dentro de la hoja debido a la escasez de fósiles, atribuyéndose al Ordovícico medio por correlación con zonas próximas y criterios de continuidad en la serie. Así RIEMER (1966) encuentra más al Sur de la hoja, trilobites del Llanvirniense-Llandeilo en pizarras similares en facies y posición estratigráfica. Asimismo, al Oeste de Villalba se encontraron restos de crinoideos y pluras de trilobites (TENA, 1975) que indican edad Ordovícica.

La potencia en la hoja es muy variable, siendo la máxima de unos 500 metros en las proximidades de Currelos. En algunas zonas desaparece por efecto de la discordancia y el Silúrico reposa directamente sobre el Ordovícico Inferior.

Cuando no han sido afectadas por metamorfismo térmico se caracterizan microscópicamente por texturas lepidoblásticas y esquistosas muy finas, presentando generalmente una esquistosidad de crenulación muy bien desarrollada. Están constituidas esencialmente por filosilicatos, moscovita y clorita apareciendo ocasionalmente algo de biotita. El cuarzo es frecuente con carácter subordinado

aunque también puede constituir filoncillos o bandas con texturas granoblástica-fina. Como minerales accesorios son frecuentes los opacos, en parte pirita a veces bastante desarrollada, turmalina idiomórfica de origen metamórfico y circón muy redondeado y detrítico.

Se ha encontrado algún nivel más rico en cuarzo y de mayor tamaño con pseudomorfos sericíticos preesquistosidad 2.

2.2.3. Silúrico (S)

En general el Silúrico aparece constituido por esquistos gris oscuros, frecuentemente con cloritoide, ampelitas y liditas; es frecuente la presencia, cerca de la base, de un nivel de cuarcitas de 5 a 20 metros de espesor. Estas cuarcitas (S_q) aparecen a veces muy cerca de las Ordovícicas, casi en contacto con ellas, pero siempre existe entre ambas un delgado nivel de ampelitas, generalmente con abundante fauna de graptolites.

La edad de la formación comprende desde el Llandovery al Ludlow, establecida fundamentalmente por dataciones de graptolites en zonas más al Norte, fuera de la hoja. Así en la hoja de Villalba (47/7-5) (TENA, 1975) se han encontrado ejemplares de *Monograptus M'COYLAPK* y *Monograptus Roemeri* BARR que indican una edad Llandovery Superior-Ludlow Inferior. Asimismo en la hoja de Guntin (97/7-7) (ABRIL HURTADO et al., 1966) se encuentran ejemplares de *Monograptus priodon* BRUNN y *Monograptus cf. vomerinus* NICH de edad Llandovery-Wenlock.

Microscópicamente, son rocas de textura lepidoblástica muy fina. La paragénesis más frecuente contiene cuarzo, moscovita, sericita, materia carbonosa y ocasionalmente cloritoide y biotita de color verdoso.

2.3. DOMINIO ESQUISTOSO DE GALICIA CENTRAL Y OCCIDENTAL

Este dominio se localiza en la mitad occidental del mapa, al Oeste de una importante fractura que se prolonga por el Norte hasta la costa. Los materiales que lo forman se presentan frecuentemente migmatizados, y la presencia de intrusiones graníticas es una de las características más notables del dominio.

2.3.1. Precámbrico-Silúrico (PC-S)

Los materiales de este dominio no han suministrado fósiles, siendo necesario para su datación establecer comparaciones litológicas y petrológicas con otras zonas próximas. La mayor parte de los materiales que se encuentran dentro de este dominio parecen pertenecer por su facies y posición estratigráfica, al Silúrico. No obstante, dado que con frecuencia se encuentran monótonas series esquistosas

cuya atribución a una edad parece problemática, y considerando que en la hoja de Chantada 155/7-9 sus autores (GONZALEZ LODEIRO et al., 1974) no ven viable una correlación del conjunto metamórfico incluido en el macizo de Chantada-Taboada, con el Silúrico del Dominio del Olla de Sapo, a pesar de presentar facies parecidas, asignándole una posible edad Cámbrico-Precámbrico Sup. al establecer una correlación con el sinclinal de Verin. Por todo ello y considerando que no se han podido datar con seguridad estos materiales ni en esta hoja ni en otras próximas se ha contemplado un espectro amplio de edad para los materiales de este Dominio, que va desde el Precámbrico Sup. hasta el Silúrico.

2.3.1.1. *Esquistos micáceos, grafitosos y cuarcíticos, ampelitas, liditas y grauvacas*

En el sector comprendido entre la falla que separa este Dominio con el del Olla de Sapo y el Macizo de Chantada-Taboada, puede obtenerse una columna aproximada de estos materiales.

La parte inferior de la misma estaría compuesta por una serie monótona de más de 1.000 metros de pizarras grises con intercalaciones arenosas y algunos niveles de grauvacas. Puntualmente se han localizado ampelitas y liditas, así como bancos lenticulares de cuarcitas.

La parte superior de la columna estratigráfica en este dominio se compone de unos 300 metros de pizarras grises, verdes y a veces de ampelitas con un horizonte de cuarcitas y de 25 a 50 metros de potencia; son cuarcitas masivas que aparecen replegadas y que originan notables resaltes en la topografía.

En los enclaves localizados más al Oeste se identifican también niveles potentes de cuarcita, así como liditas y ampelitas, apareciendo las rocas en general frecuentemente metamorfozadas e inyectadas por venas graníticas.

En el borde Este del macizo Chantada-Taboada, los materiales de este Dominio puestos en contacto con la granodiorita, aparecen fuertemente metamorfozados originándose una aureola de metamorfismo térmico que da lugar a la formación de corneanas o esquistos corneánicos con potencias muy irregulares que oscilan entre 50 metros y 1 km.

Microscópicamente, las rocas de este dominio presentan textura lepidoblástica muy fina, originada por la orientación de micas y cloritas. Las superficies de S_2 se caracterizan por presentar una recristalización importante, sobre todo en las zonas próximas a la falla que limita al dominio, donde la deformación es muy grande y la S_2 llega a ser una esquistosidad de flujo. La paragénesis más frecuente contiene moscovita, clorita, cuarzo y ocasionalmente cloritoide y biotita.

Las liditas más metamórficas son ricas en moscovitas con inclusiones abundantes de opacos; la distribución de éstas y del grafito-materia orgánica define un bandeo característico.

2.4. TERCIARIO (T)

Los depósitos terciarios existentes en la hoja se disponen subhorizontalmente fosilizando un relieve premioceno y localizándose fundamentalmente en el cuadrante NE. de la hoja.

Aunque existen algunas variaciones en la columna estratigráfica de los distintos afloramientos de la hoja, consideramos los depósitos Terciarios de la zona de Puertomarín-San Mamed como los más idóneos para definir una columna tipo debido a los buenos afloramientos existentes a distintos niveles.

En esta zona el Terciario está representado por un nivel basal de 2 metros de potencia constituido fundamentalmente por una serie de arcillas verdes y rojas con cantos de cuarcita, cuarzo, liditas y algún lecho intercalado de caolinita.

Por encima aflora un nivel de arcillas grises-azuladas, con un espesor aproximado de 1,5 metros, continuando con una serie de arcillas rojas con arenas de grano medio-grosso y cantos pequeños de cuarzo y liditas con algún nivel intercalado de arcillas grises; este tramo presenta una potencia aproximada de 1,20 metros.

Por encima aflora una serie de unos 4 metros de espesor donde alternan arenas gruesas con lechos arcillosos de tonos rojos y verdes y frecuentes cantos de cuarcita, cuarzo y pizarras.

Por último, el techo de la serie aparece representado fundamentalmente por arcillas rojas con tramos verdosos y algún nivel suelto de arenas amarillentas, presentando cantos de cuarzo, cuarcita y pizarras distribuidos irregularmente.

En general, a nivel de afloramiento las secuencias son positivas existiendo una gradación del tamaño de grano que lo confirma.

A nivel regional la fracción arcillosa presenta una marcada evolución mineralógica ya que hacia el techo de cada formación predomina la Illita que sustituye a la caolinita; este hecho se pone de manifiesto en numerosas cuencas Terciarias de NW. peninsular (BRELL y DOVAL, 1974).

Con respecto a la edad de estos materiales, su datación es muy problemática debido fundamentalmente a la ausencia de fósiles. Por comparación con otras cuencas Terciarias próximas de edad conocidas, se le atribuye en esta zona al Mioceno Superior.

5.5. CUATERNARIO (QA1)

No existen en la hoja depósitos cuaternarios importantes limitándose a la presencia de rellenos aluviales de poco desarrollo, constituidos fundamentalmente por limos pardos y arcillas con cantos subredondeados y heterométricos.

3. TECTONICA

3.1. INTRODUCCION

Los tres Dominios ya diferenciados al hablar de la estratigrafía presentan también desde un punto de vista estructural características diferentes que serán señaladas en la descripción de cada una de las fases.

3.2. FASES DE DEFORMACION

FASE 1 a) MACROESTRUCTURAS:

Las estructuras mayores originadas durante esta fase son grandes pliegues tumbados de dirección NW.-SE. y vergencia al Este.

En el Domo de Lugo, casi la mitad del Dominio en la hoja corresponde al Sinclinal de Villaodrid (WALTER, 1963-68) que aflora en un domo tardío formado por la interferencia de fases posteriores (MARTINEZ CATALAN, 1980). Este sinclinal cuya traza axial ha sido representada en el mapa, tiene en el núcleo las pizarras y calizas de Candana que están limitadas por la Cuarcita de Candana Inferior. En el flanco normal del sinclinal, la Cuarcita de Candana Inferior forma un pequeño domo centrado en Puertomarín, en cuyo núcleo aflora el Precámbrico. En el flanco inverso esta cuarcita dibuja un domo mayor del cual sólo la parte meridional está representada en la Hoja. Rodeando este domo aflora la serie de Villalba en una banda que corresponde a un anticlinorio de fase 1 y en cuyo flanco normal vuelve a aparecer el Cámbrico Inferior en dos afloramientos localizados al Norte (Villaproy) y Sur (Santa Marina-Borrído) en contacto con la Falla de Vivero.

En áreas más septentrionales del Domo de Lugo se localiza por debajo del sinclinal de Villaodrid, pero próximo a él, el cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo (MARCOS, 1973; MARTINEZ CATALAN, 1980), y en relación con él una zona de cizalla dúctil. Esta zona de cizalla se ha identificado también en esta hoja gracias a la presencia de microestructuras, como pliegues subisoclinales posteriores a la 1ª Fase, una esquistosidad de crenulación o de flujo (S_1) posterior a la S_1 y a la existencia de una banda deformada al Norte del granito del Macizo de Sarria; por lo tanto pensamos que la base del manto de Mondoñedo, unidad a la que pertenecen todos los materiales del Dominio del Domo de Lugo presentes en la hoja, debe encontrarse a poca profundidad por debajo del domo de Puertomarín.

La estructura del Dominio del Olló de Sapo consiste en un conjunto de anticlinales y sinclinales de dirección y plano axial NW.-SE. con buzamiento que oscila entre 45-80° al W. Esta estructura que se continúa hacia el Norte hasta la costa Cantábrica y hacia el Sur hasta la Sanabria, corresponde aquí a pliegues de primera fase que han sido replegados por las fases tardías. Dentro de la hoja la mayor parte de los pliegues del Anticlinorio del «Olló de Sapo» son de fase 1, aunque han sido verticalizados por la 2ª fase. En efecto las relaciones estratificación-esquistosidad

de 1ª fase en el contacto «Ollo de Sapo»-Ordovícico indican que el lado oriental es un flanco inverso y el occidental flanco normal, mientras que las relaciones de la esquistosidad de la 2ª fase con respecto a la estratificación son idénticas en ambos flancos del pliegue.

El núcleo del anticlinal en donde aflora la facies fina del «Ollo de Sapo» es una banda cuya anchura oscila entre 1.500 y 800 metros y no se observa ninguna terminación periclinal lo cual nos indica que su eje debe estar próximo a la horizontalidad. A ambos lados aparecen una serie de anticlinales y sinclinales con la misma dirección y ejes subhorizontales o con un ligero cabeceo hacia el SE.

b) MICROESTRUCTURAS

1.- Esquistosidad:

La fase 1 ha producido una fuerte deformación interna en todas las rocas que se manifiesta por una esquistosidad de flujo (S_1). En las zonas menos metamórficas viene definida por pequeños cristales de micas paralelas entre sí y en las cuarcitas y areniscas por un cierto aplastamiento de los granos de cuarzo.

En el Dominio del Domo de Lugo la S_1 adquiere el carácter de una foliación marcada por cristales mayores de moscovita y biotita; dentro de él, en los alrededores de Puertomarín, se observa con frecuencia una segunda generación de esquistosidad que a veces es de crenulación pero con frecuencia llega a ser de flujo, que hemos denominado (S'_1). Esta esquistosidad está relacionada con la zona de cizalla de la base del manto de Mondoñedo y es similar a la (S_2) que definen BASTIDA y PULGAR (1978) en la región de Foz, esta esquistosidad afecta a una franja del granito de dos micas del Macizo de Sarria, localizada en su mitad Septentrional.

La posición original de la esquistosidad (S_1) debía ser subhorizontal en toda la hoja, pero por efecto de las fases posteriores aparece con buzamientos variables llegando a estar subvertical en la zona del anticlinorio del «Ollo de Sapo».

2.- Lineaciones:

La intersección entre la S_1 y la estratificación da lugar a una lineación de intersección (l_1) que es paralela a los ejes de los pliegues de 1ª fase.

Por otro lado aparece con frecuencia una lineación de estiramiento que en el Domo de Lugo tiene una dirección N.-80-E. y subhorizontal que parece relacionada con la zona de cizalla de la base del manto de Mondoñedo y que es muy notable en los granitos deformados. La lineación de estiramiento en el anticlinorio del Ollo de Sapo es subparalela a los ejes de los pliegues de fase 1 (dirección N.-135-E.) y puede estar originada por la superposición de las fases 1 y 2.

3.- Micropliegues:

Este tipo de estructuras son poco abundantes dentro de la hoja; cuando se

presentan, sus planos axiales y ejes son paralelos a los de las grandes estructuras de la misma fase. En los alrededores de Puertomarín, sobre todo en las cuarcitas tableadas de Candana Inferior se encuentran con frecuencia micropliegues asimétricos y casi isoclinales que se interpretan como pliegues intrafoliares originados por la zona de cizalla de la base del manto. Sus ejes son bastante rectos y subparalelos a la lineación de estiramiento (N.-80-E.).

4.- Boudines:

Estructuras de este tipo aparecen también en relación con las zonas de cizalla y son frecuentes tanto en la cuarcita de Candana Inferior como en venas graníticas inyectadas en los materiales cámbricos y precámbricos al W. y Sur de Puertomarín.

Falla de Vivero:

Esta estructura que separa los dominios de Domo de Lugo y del «Olló de Sapo» presenta una dirección submeridional en el Norte, curvándose progresivamente hasta adquirir una orientación E.-W. en el borde oriental de la hoja. La curvatura de la falla que presenta la concavidad hacia el Este se debe en parte, a que está plegada por la 2ª fase.

Es una falla normal que buza al W. y que presenta un salto superior a 1 km. El labio oriental, que es el levantado, presenta en las proximidades de la falla una intensa deformación dúctil provocada por su funcionamiento. En relación con ella se ha desarrollado una foliación y una serie de superficies de cizalla entre las cuales la foliación se dispone de manera sigmoidal, dando a la roca el aspecto de una Filonita.

FASE 2 a) MACROESTRUCTURAS

En el Dominio del Domo de Lugo esta fase da lugar a pliegues de dirección N.-60-E., cuyo plano axial buza al Sur entre 20 y 50°.

En el Anticlinorio del «Olló de Sapo» esta fase es responsable de la verticalización de los planos axiales de la 1ª fase. En el Dominio esquistoso de Galicia Central y Occidental en cambio, se han identificado grandes pliegues de fase 2 que aparecen en relación con una zona de cizalla dúctil, de dirección NNW.-SSE., que puede seguirse hacia el Norte hasta la costa (IGLESIA & CHOUKROUNE, 1980) y que se ha desarrollado a su vez contigua a una falla de la misma dirección que es un desgarre subvertical, senestro y con una componente normal que hunde el bloque occidental. Esta falla es prolongación de la que viene desde la costa al W. de Cedeira, limitando el lado oriental del macizo granodiorítico de Chantada-Taboada.

Los pliegues presentan un plano axial subvertical de dirección aproximada N-S que en las proximidades de la falla se paralelizan a ésta adquiriendo una dirección

NNW.-SSE. Sus ejes presentan una gran dispersión y se encuentran desde horizontales a subverticales.

b) MICROESTRUCTURAS

1.- Esquistosidad:

En relación con esta fase aparece una esquistosidad de crenulación (S_2) paralela al plano axial de las macroestructuras. En las proximidades de la falla antes citada es frecuente la presencia de pequeñas superficies de cizalla separadas de 1 a 3 cm., entre las que la S_2 se dispone de manera sigmoidal.

En el macizo granodiorítico de Chantada-Taboada se observa un plano de aplastamiento de dirección N.-S. a N.-30-E., marcado por el paralelismo de megacristales de feldespato y en ocasiones por una verdadera esquistosidad que relacionamos también esta fase.

La intersección de la esquistosidad de flujo (S_1) y la esquistosidad de crenulación (S_2) da lugar a una lineación de crenulación (L_2) que es subparalela al eje de las estructuras de esta fase.

2.- Micropliegues:

Son muy abundantes en la hoja, sobre todo en los materiales pizarrosos y en las alternancias de areniscas y pizarras; generalmente son pliegues con geometría de tipo «chevron» y cuyo plano axial es paralelo a la S_2 . En los alrededores de Gondrame, dentro del Domo de Lugo, se han visto estos pliegues replegando a los pliegues menores de los últimos estadios de la fase 1.

FASE 3 a) MACROESTRUCTURAS

La única que se observa es una antiforma de dirección variable que pasa por Puertomarín. La superposición de esta antiforma con otra de fase 2 y dirección N.-60-E. produce el Domo de Puertomarín. El plano axial presenta una dirección N.-S. y un plano axial que buza al Este entre 45 y 60°.

b) MICROESTRUCTURAS

Se encuentra una esquistosidad (S_3) paralela a la traza de la antiforma y que buza al E. y NE.; asociada a ella aparecen micropliegues de tipo «chevron» y «Kink-bands», sobre todo en las proximidades de la falla de Vivero. En el Dominio del «Olló de Sapo» aparece con frecuencia una esquistosidad de crenulación subhorizontal o que buza ligeramente al Este, posterior a la S_2 y que se ha atribuido a esta 3ª fase de manera provisional.

FRACTURAS TARDIHERCINICAS:

Aparecen en la hoja gran número de fracturas con dirección aproximada NE.-SW. que representan los últimos movimientos tectónicos en la zona. En general son desgarres senestros, con una cierta componente en la vertical, que en su movimiento han producido ligeras flexiones en las estructuras anteriores; en relación con ellas se han encontrado algunos «Kink-bands» de dirección N.-30-E.

En el macizo granítico de Chantada-Taboada se observan también algunas fallas con direcciones E.-W. y NW.-SE.

4. PETROLOGIA

4.1. ROCAS PLUTONICAS

4.1.1. Rocas graníticas

Dentro de la hoja afloran importantes cuerpos graníticos, estando representados los granitos alcalinos de dos micas y los calcoalcalinos biotíticos, destacando los afloramientos de estos últimos localizados en todo el tercio Oeste de la hoja formando parte del denominado macizo de Chantada-Taboada dispuesto paralelo a las directrices de la deformación hercínica y con gran importancia a nivel regional.

4.1.1.1. *Granodiorita Precoz con Megacristales* ($\gamma_1\eta^2$)

Aflora en el tercio Occidental, siendo los materiales encajantes dentro de la hoja las pizarras, grauvacas y cuarcitas consideradas en esta memoria como precámbrico-silúricas.

Es una roca de grano medio-grueso, biotítica con abundantes megacristales de feldspatos, maclados y frecuentemente orientados. Estas orientaciones parecen obedecer a una deformación originada por la fase 2 que además produce cataclasis y localmente una esquistosidad marcada por orientaciones de biotita. Presenta frecuentes enclaves, fundamentalmente de esquistos, cuarcitas y grauvacas que llegan a alcanzar en algunos casos dimensiones considerables. Los crestones de cuarcita en la mitad Norte se continúan con gran regularidad y potencia.

En los enclaves localizados al Sur de la hoja, es frecuente la presencia de niveles de ampelitas y liditas, este hecho unido a la semejanza litológica y estratigráfica con la serie Precámbrico-Silúrica localizada más al Este (en contacto con la granodiorita) nos induce a considerar a estos materiales como de la misma edad.

Los esquistos se presentan en general muy metamorizados viéndose con frecuencia cristales de Andalucita y Sillimanita distribuidos irregularmente. Se

observa en algunas zonas la presencia de esquistos corneánicos con un bandeo muy característico, resultado de fuertes recristalizaciones de las micas.

En zonas muy localizadas, dentro de las granodioritas, existen afloramientos de tonalitas constituidos por rocas oscuras, con cristales pequeños de tonos verdosos de anfíbol y con una disposición en «bolos» (el diámetro no sobrepasa normalmente los 60 cm.).

Existen también dentro de la granodiorita, grandes afloramientos de granito de dos micas (S_2), posteriores a ella y que lo intruyen. Debido a la importancia de estos afloramientos, su descripción se realiza en otro apartado.

Con respecto a la edad, la granodiorita aparece claramente deformada por la fase 2, pero al mismo tiempo los minerales del metamorfismo de contacto, inducido por la granodiorita (Andalucita, Biotita), aparecen fosilizando en parte la S_2 (texturas helicíticas), si bien ésta ha sido luego aplastada alrededor de los porfiroblastos de andalucita dando sombras de presión. Se deduce de lo anterior que el emplazamiento de la granodiorita es contemporáneo con la 2.^a fase.

Microscópicamente se caracteriza por texturas predominantemente de tipo hipidiomorfo o alotriomorfo, por lo general deformadas y frecuentemente orientadas, llegando en algunos casos a presentar un cierto aspecto neísico. Su composición varía de granodioritas a granitos en función del contenido en megacristales de feldespato potásico.

Las plagioclasas (An_{28-36}) idiomorfas o subidiomorfas presentan estructuras en sinneusis, zonado oscilatorio y en algunos casos irregulares de tipo «Patchy zoning» (VANCE, 1965) y recristalización, además de seritización fina y/o moscovitización incipiente sobre todo en el núcleo. En algunos casos pierden el idiomorfismo debido a fenómenos de corrosión y desarrollo de mirmequitas lobuladas en contacto con la microclina. Aisladamente parece haber existido una primera generación de plagioclasas de menor tamaño que aparecen incluidas y diferenciadas en las más frecuentes.

El feldespato potásico presenta el maclado típico de la microclina con caracteres y distribución diferentes, en unos casos es fino y regular y en otros más grueso apareciendo en zonas aisladas del cristal diferenciándose dos tipos.

- a) Cristales idiomorfos de tamaño medio o constituyendo megacristales de hasta 6 cm. de longitud con frecuentes inclusiones de plagioclasas (con coronas albiticas o mirmequitizadas) y cuarzos que aparecen orientados de forma paralela al borde del cristal con abundantes pertitas, siendo más abundantes las de tipo «String pertite» (ALLING 1938).
- b) Cristales anhedrados que tienden a disponerse con un carácter más intersticial y corroen o sustituyen a las plagioclasas, siendo muy frecuente el desarrollo de mirmequitas que llegan en algunos casos a reemplazar por completo a cristales de aquéllas.

El cuarzo se caracteriza por ser bastante cataclástico, con extinción ondulante marcada, subgranos muy frecuentes pudiendo aparecer fuertemente recristalizado.

Las biotitas constituyen amas con apatitos, circones y opacos; se caracterizan por un pleocroismo muy marcado de amarillento-castaño (n_x) a castaño-rojizo muy oscuro (n_y , n_z) y halos paleocroicos muy desarrollados. Es frecuente la cloritización (a veces sagenítica) en bordes y a lo largo de la exfoliación. Puede presentarse deformada apareciendo moscovita en fracturas o zonas deformadas de una forma escasa y tardía presentándose en laminillas muy finas asociadas a la biotita y feldespatos. Muy fina y de tipo sericítico suele ser muy abundante en zonas de deformación intergranular donde existe trituración y recristalización de cuarzo y abundantes mirmequitas.

El Apatito se presenta en gruesos cristales prismáticos ricos en fracturas y asociados a la biotita. La alanita mucho más rara tiene bordes corroídos y suele estar asociada a cuarzo y epidota.

En una zona muy localizada cerca de Viloide ($X = 595.900$; $Y = 4.732.250$) la granodiorita ha sufrido un proceso de alteración adquiriendo carácter sienítico, caracterizándose por la abundancia de minerales verdes y por tener tonalidades rosadas. Microscópicamente presentan texturas alotriomorfas heterogranulares con frecuentes filoncillos o zonas de recristalización. Están constituidos por microclina, plagioclasa de composición albitica (An_{8-12}), cuarzo y clorita vermicular. Las plagioclasas se presentan muy deformadas, con maclas en damero y bordes rectos o corroídos sustituidos por clorita vermicular. La microclina presenta un maclado fino y difuso. El cuarzo se localiza en zonas recristalizadas mientras que la clorita es de tipo vermicular, muy fina y tiene carácter intersticial. Con carácter accesorio se encuentran apatito, opacos, limonita y hematites.

En cuanto a las tonalitas, frecuentes como enclaves en algunas zonas, presentan texturas diabásicas y están constituidas esencialmente por plagioclasa, anfíbol tipo hornblenda y cuarzo en menor proporción; como accesorios se encuentran piroxeno, opacos, apatito y clorita, apareciendo como secundarios sericita y carbonatos. La plagioclasa idiomórfica es de hábito alargado, su composición es An_{44-38} y está muy alterada a sericita, epidota y clorita, excepto en zonas de borde más ácidas (An_{27}). El anfíbol es de color pardo-verdoso ($2VX = 78$ y $ZC = 20^\circ$) y muy idiomórfica, incluye plagioclasas completamente sauritizadas y aisladamente restos de clinopiroxenos; en los bordes son frecuentes fenómenos de cloritización más o menos desarrollados. El cuarzo tiene carácter intersticial y constituye algunos cristales aislados y más frecuentemente intercrecimientos micropegmatíticos sobre las plagioclasas. Los opacos se presentan en masas irregulares asociados a clorita o bien cristalizados. El apatito tiene gran desarrollo y los carbonatos son tardíos e intersticiales.

4.1.1.2. *Granodiorita Tardía con Megacristales* (${}^b_p\gamma\eta^2$)

Forma parte de la granodiorita de Neira que ha sido descrita detalladamente por CAPDEVILA (1969).

Aflora al NE. de la hoja intruyendo en las formaciones Cámbricas del Grupo de Candana. Es una roca de grano medio, biotítica, oscura, con megacristales de feldespatos poco abundantes y sin orientar presentando una disyunción en bolos. Frecuentemente presenta enclaves más máficos, redondeados de composición tonalítica; por otra parte en la zona de Beleigan se localiza una masa tonalítica con anfíboles.

El emplazamiento de la granodiorita no produce aureola de metamorfismo de contacto apreciable, debido a que los esquistos de la Serie de Candana presentan un grado de metamorfismo bastante elevado.

Dataciones radiométricas realizadas en otras granodioritas tardías, le atribuyen una edad comprendida entre 280-260 m.a. (CAPDEVILA y VIALETTE, 1970).

Su facies más común se caracteriza por ser de composición granodiorítica; según CAPDEVILA (1969), está formada por 25-28,5 por ciento de cuarzo, 32,5 a 36 por ciento de plagioclasa (oligoclasa-andesina), 31,5 a 32,5 por ciento de feldespato potásico y 6 a 7,5 por ciento de biotita. Su textura es hipidiomórfica, presentándose el cuarzo en grandes cristales de forma redondeada, con fracturas frecuentes, extinción ondulante débil con inclusiones de apatito y rutilo acicular. Las plagioclasas son idiomórficas o subidiomórficas, se presentan tanto en sinneusis como en grandes cristales aislados, suelen mostrar zonación oscilatoria no marcada así como alteración sericítica y excepcionalmente formación de láminas de moscovita orientadas dentro del cristal de plagioclasas. En contacto con feldespato potásico existen bordes de corrosión y desarrollo de mirmequitas finas. La microclina se presenta en megacristales subidiomorfos o en pequeños cristales xenomorfos, los primeros pueden incluir abundantes plagioclasas, a veces orientadas con coronas de decalcificación. La biotita constituye en muchos casos agregados; es muy pleocroica, ligeramente cloritizada, incluye abundante circón y apatito y puede estar asociada a la esfena y calcita. Además de estos minerales se encuentra también allanita como accesorio.

La tonalita de Beleigan tiene una composición caracterizada por un contenido modal en plagioclasas del 48 por ciento, anfíbol 22 por ciento, biotita 20 por ciento y cuarzo 7,5 por ciento (CAPDEVILA, 1969), tiene textura hipidiomórfica; se caracteriza por la presencia de plagioclasas muy idiomórficas, de composición que varía entre An_{48} - An_{30} , suele presentar zonación normal y ligera alteración de tipo sericítico. La biotita forma agregados con el anfíbol de tipo hornblenda de color verde claro con bordes o zonas incoloras. En general la biotita parece englobar al anfíbol, pero también algunas biotitas aparecen incluídas en éste por lo que ambos minerales han debido cristalizar conjuntamente por lo menos en parte. La esfena aparece frecuentemente asociada con la biotita y el anfíbol con clorita y calcita relativamente abundantes debidas a alteración hidrotermal y apareciendo con disposición intersticial. Otros accesorios frecuentes son minerales opacos y apatito en cristales idiomórficos y de desarrollo considerable.

4.1.1.3. *Granito Alcalino de dos micas* (d_2y^2)

Aflora en dos conjuntos dentro de la hoja:

En la parte Occidental se presenta en cuerpos dispersos intruyendo a la gradodiorita precoz del macizo de Chantada-Taboada, mientras que en la parte oriental dentro del Domino del Domo de Lugo aflora en un solo cuerpo principal intruyendo fundamentalmente en la Serie de Villalba.

El primero de ellos es normalmente un granito de dos micas, grano fino-medio, bastante homogéneo y salvo en zonas muy localizadas, poco deformado. Se presenta en contacto intrusivo tanto con la granodiorita como con los enclaves de esquistos y grauvacas silúricas que ésta contiene. Los afloramientos se disponen irregularmente presentando abundantes diques pegmatíticos y neumatolíticos con turmalina, que son más frecuentes en las zonas próximas al contacto con la granodiorita y los enclaves de metasedimentos. En zonas muy localizadas se observa una migmatización débil en los esquistos intruidos.

Estos granitos se emplazaron posteriormente a la granodiorita precoz, pero antes de que finalizara la fase 2, como lo demuestra el hecho de que estén localmente deformados en esta hoja y de una forma más extensa al Norte sobre todo en las hojas de Sobrado y Guitiriz.

El granito que aparece en el Domo de Lugo, forma parte del macizo de Sarria y está caracterizado por un grano medio-grueso, leucocrático y con escasa proporción de biotita. En relación con él se producen procesos de migmatización en los esquistos encajantes. Al Norte se presenta deformado en una banda que sigue aproximadamente el trazado de la esquistosidad primaria, la cataclasis a veces es muy importante dando lugar a recristalizaciones sobre todo de cuarzo y moscovita, y confiere a la roca una fábrica plano-linear.

El contacto entre la zona deformada y no deformada es gradual. La banda deformada está en relación con una zona de cizalla que aparece en la base del manto de Mondoñedo. Si aceptamos que este manto se emplazó en un momento tardío al final de la fase 1, el granito habría intruido en los últimos estadios de esta fase.

Granitos de este tipo fueron datados en otras partes de Galicia entre 295 y 290 m.a. (CAPDEVILA, 1969).

Microscópicamente se trata de una roca de grano medio a fino o medio-grueso, caracterizándose por texturas alotriomórficas, muy raramente hipidiomórficas con cierta tendencia porfídica en algunos casos, que tienen por otra parte carácter cataclástico o algo deformado presentándose en ocasiones muy orientada (fábrica plano-linear). Su composición es típicamente granítica, presentando el feldespato K. siempre macla de microclina muy fina y bien desarrollada; por lo general suele ser euhedral y en algunos casos parece ser tardío; incluye cuarzo en formas redondeadas o goticulares, similares a las descritas por SCHERMERHORN (1956) que corroe y sustituye a las plagioclasas. Estas tienen una composición AN_{12-18} , con maclas tipo albíta y albíta Carlsbad muy frecuentes, no suelen aparecer zonadas,

con tendencia idiomórfica, presentan frecuentemente bordes irregulares debido al gran desarrollo de fenómenos de corrosión y sustitución por el feldespato K., llegando a parecer parcialmente reabsorbidos por éste; incluyen cuarzo goticular fino y desarrollan abundantes mirmequitas apareciendo con frecuencia seritizadas.

También se observa moscovitización incipiente que en casos aislados es muy espectacular, al orientarse las láminas de moscovita ortogonalmente según los planos de exfoliación del feldespato.

El cuarzo suele aparecer en formas redondeadas, en ocasiones es algo cataclástico con ligera extinción ondulante y recristalización parcial, incluye a veces apatitos finos aciculares.

Es característica la presencia de biotita y moscovita en proporciones variables, pudiendo predominar una de ellas o estar en cantidades similares. En estos granitos es de destacar el hecho de que la moscovita a diferencia de la biotita se presenta en cristales poiquilíticos y de mayor tamaño que aquella e incluso que los feldespatos, es claramente tardía. La biotita es de tipo laminar más fino, de color amarillento (n_x) a castaño rojizo (n_y , n_z) y se presenta frecuentemente cloritizada o desferrificada con acumulación de óxidos de Fe en líneas de exfoliación.

El apatito tiene un desarrollo medio, es idiomórfico, rico en fracturas y se presenta asociado a las micas.

La turmalina es muy frecuente sobre todo en facies de variación más leucocráticas y a veces de tendencia aplítica, suele ser idiomórfica de tonos verdosos y con núcleos azulados. Algunas de las muestras estudiadas se caracterizan por grandes cristales idiomórficos de color muy azul que coexisten con otros esqueletiformes de tonos castaños asociados a cuarzo y microclina que son posteriores a la variedad azulada.

El granate también es frecuente en estos granitos, presentándose en formas idiomórficas algo fracturados y a veces sustituidos por micas.

4.1.2. Rocas filonianas

4.1.2.1. *Filonos de Cuarzo*

Aparecen normalmente relacionados con fracturas y compuestos generalmente por cuarzo blanco, presentando en ocasiones limonita rellenando huecos.

4.1.2.2. *Pegmatitas*

Aparecen escasamente representadas en la hoja, salvo en la zona de Castro-lázaro donde aflora un filón NE.-SW. con una longitud superior a 1 km. y una potencia de unos 15 metros.

4.2. METAMORFISMO

Dentro de la hoja hay que distinguir un metamorfismo regional que presenta características muy distintas en los diferentes dominios y que en general contrasta con el metamorfismo térmico de contacto ligado a los macizos graníticos, especialmente a los de naturaleza granodiorítica, bien en las zonas de contacto o en los extensos enclaves de metasedimentos que contienen.

4.2.1. Metamorfismo regional

En el dominio del «Ollo de Sapo» se caracteriza por ser de bajo grado (WINKLER, 1970) manteniéndose la intensidad metamórfica prácticamente constante en toda la extensión del dominio, excepto en zonas aisladas restringidas a los contactos y enclaves de las intrusiones graníticas.

En materiales del Ordovícico y del Silúrico las paragénesis, poco variadas en general, se caracterizan por la presencia de abundantes filosilicatos como moscovita, clorita y biotita; más esporádicamente se encuentra también cloritoide, lo cual es lógico teniendo en cuenta que es la composición original de las rocas el factor que determina la aparición de este mineral (HOSCHEK, 1967). La clorita y moscovita definen tanto la esquistosidad S_1 como la S_2 y aparecen también formados en la interfase, mientras que la biotita es algo más tardía ya que no parece existir blastesis de este mineral durante la fase 1. La existencia de sillimanita y andalucita en algunas rocas no se debe al metamorfismo regional ya que se da en zonas de contacto como se indicó anteriormente.

Las paragénesis encontradas en filitas y esquistos más sensibles a los cambios de intensidad metamórfica se pueden resumir en las siguientes:

Cuarzo + clorita
Cuarzo + moscovita
Cuarzo + moscovita + clorita
Cuarzo + moscovita + clorita + cloritoide
Cuarzo + moscovita + clorita + biotita

siendo los óxidos de Fe y opacos así como turmalina posibles fases en todas ellas.

En las cuarcitas y lilitas, materiales frecuentes en el Ordovícico, las asociaciones minerales más comunes están formadas por cuarzo, moscovita, grafito (materia orgánica) biotita y clorita, estas dos últimas menos frecuentes.

Dentro de la asociación «Ollo de Sapo», las paragénesis más frecuentes corresponden a asociaciones de cuarzo, moscovita (y/o clorita) con albita y feldespato potásico.

En el dominio del Domo de Lugo el metamorfismo alcanza un grado elevado, debido por un lado a que corresponde a un nivel bastante inferior del manto de Mondoñedo, y por otro a la presencia de un domo térmico asociado a un importante

domo granítico, el macizo de Sarria (CAPDEVILA, 1969). El domo térmico produce unas paragénesis de alta temperatura que se superponen a otras anteriores.

Dentro de los esquistos pelíticos, las asociaciones minerales correspondientes al primer episodio, que presenta un gradiente de mayor presión incluyen cuarzo, moscovita, biotita, almandino, estauroilita y distena además de plagioclasa y microclina, que en parte pueden corresponder a este episodio, pero que se generaron sobre todo durante el siguiente, que lleva asociado un proceso de migmatización. Es, por lo tanto, un metamorfismo de grado medio en el sentido de WINKLER (1970).

La distena sólo se ha encontrado en la Serie de Villalba, pero su presencia ha sido detectada no sólo en una banda paralela a la falla de Vivero (CAPDEVILA, 1969), sino también rodeando el Cámbrico Inferior del Sinclinal de Villadrid que aflora en un domo en la región de Puertomarín. En una lámina delgada se ha visto un cristal de distena englobando a otro de estauroilita, lo que parece indicar que es posterior a ella. No obstante, tanto la distena como la estauroilita y el almandino son anteriores a la esquistosidad, S_2 , que está relacionada con la zona de cizalla dúctil de la base del manto. Además estos minerales suelen aparecer corroídos y son, sin duda, anteriores a la migmatización.

El episodio siguiente presenta un gradiente más alto, e incluye una migmatización particularmente clara en las proximidades del macizo granítico, donde las venas de composición granítica son muy abundantes dentro de los esquistos. Además de por la abundancia de plagioclasas, microclina y micas, este episodio se caracteriza por la desestabilización de los minerales índice del anterior, sobre todo la estauroilita que aparece con frecuencia corroída y rodeada o englobada por andalucita, así como por la aparición generalizada de sillimanita.

En los niveles menos metamórficos, correspondientes a la parte inferior del anticlinorio de Sarria, que afloran junto a la falla de Vivero, no ha sido posible diferenciar dos episodios con gradientes distintos. Los minerales índice en estos niveles son biotita, cloritoide y almandino, correspondiendo, por tanto, al grado bajo de WINKLER (1970).

Las rocas calcosilicatadas presentan una paragénesis que incluye cuarzo, plagioclasa, granate, hornblenda y en menor cantidad esfena y epidota. En algunas calizas impuras es, además, muy abundante el diópsido. Tanto en el Cámbrico como en el Precámbrico son frecuentes los neises anfibólicos con la hornblenda en cristales alargados oblicuos a la esquistosidad y dispuestos a veces formando gavillas.

Los dos episodios de metamorfismo identificados en los niveles más profundos son contemporáneos con la deformación hercínica principal, y el segundo parece sincrónico con al menos la parte final del emplazamiento del manto de Mondoñedo. Los datos obtenidos del estudio del metamorfismo indican que los minerales del segundo episodio son sincinemáticos con la esquistosidad desarrollada en la zona de cizalla basal. Si se tiene en cuenta que, además, la parte inferior del macizo granítico de Sarria cae dentro de la zona de cizalla basal y está

fuertemente deformado, puede establecerse una relación temporal entre la intrusión del granito y el aumento de la temperatura en la zona, que dio lugar a que el gradiente metamórfico pasara a ser de presión inferior, al tiempo que provocaba la migmatización y la aparición de sillimanita.

Un tercer y último episodio de metamorfismo aparece en relación con la falla de Vivero, que separa el Domo de Lugo del anticlinorio del «Olló de Sapo».

La falla de Vivero y la zona de cizalla dúctil asociada a ella acercó y puso en contacto los niveles inferiores del manto de Mondoñedo, que debían estar a elevada temperatura, con la parte superior del anticlinorio de Sarria y la parte oriental del anticlinorio del «Olló de Sapo». Estas últimas que muestran paragénesis de menor temperatura (cuarzo, moscovita, biotita, clorita, cloritoide y almandino) desarrollaron cerca de la falla nuevos minerales como estauroлита, porfiroblastos de biotita y distena. La estauroлита presenta inclusiones helicíticas que corresponden a la esquistosidad S_1 ligeramente microplegada por la crenulación que se desarrolla en relación con la falla, y es, por lo tanto, claramente superior a la que se desarrolló en el primer episodio metamórfico en los niveles inferiores del manto de Mondoñedo.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

A partir del estudio petrográfico de las muestras situadas en las inmediaciones de las masas intrusivas, así como en los enclaves de naturaleza sedimentaria se deduce que estos materiales presentan una recristalización muy importante con blastesis de moscovita en forma de poiquiloblastos o en agregados de tipo sercítico, así como por la aparición de algunos silicatos aluminicos, andalucita bien recristalizada, sillimanita fundamentalmente de tipo fibrolítico. Las blastesis de estos minerales, sobre todo la de la moscovita, biotita y andalucita, que son las que alcanzan mayor desarrollo, se superponen a las microestructuras originadas durante las deformaciones hercénicas llegando a borrarlas por completo. Es también frecuente la alternancia de zonas moscovíticas con otras más ricas en cuarzo y biotita, originando un bandeo o foliación bastante bien desarrollado, posiblemente como resultado de la recristalización mimética de las micas sobre la esquistosidad regional. En algunos casos aparecen las micas con una disposición oblicua o entrecruzada debido probablemente a que la recristalización ha sido mimética sobre la esquistosidad de crenulación de fase 2.

La andalucita, que abunda mucho, es idiomórfica y presenta en algunas rocas de tipo más filítico inclusiones de cuarzo y grafito dispuestas en cruz, típicas de la quiasolita. En rocas micacíticas constituye cristales de hábito muy alargado (paralelamente a la foliación) y frecuentemente corroídos y sustituidos en parte por la moscovita bien cristalizada o de hábito fibroso, por lo que muchos de estos agregados fibroso-sercíticos pueden haberse originado posteriormente por transformación de este aluminio silicato; esta sustitución podría estar relacionada

con el emplazamiento y evolución de los granitos de dos micas y sería debida a la circulación de fluidos procedentes de los mismos.

La presencia de sillimanita de tipo fibrolítico es muy característica de los enclaves metamórficos y de algunas zonas muy próximas a la roca intrusiva. La fibrolita aparece asociada o incluida en cuarzo o moscovita, por lo que pueden deducirse condiciones de PH_2O bajas.

En algunas de las muestras se ha detectado la presencia de pseudomorfo de pinnita de color amarillento, carácter isótropo que posiblemente proceden de la alteración de cordierita.

De acuerdo con estos datos, las condiciones de estos metamorfismos son de grado medio, según WINKLER (1979), no alcanzándose los de grado alto.

4.2.3. Relaciones blastesis-deformación

En los dominios del «Ollo de Sapo» y del Domo de Lugo, las relaciones entre crecimiento mineral y fases de deformación son bastante distintas como cabe esperar de las diferencias de grado metamórfico descritas anteriormente en el apartado referente a metamorfismo regional.

En el dominio del «Ollo de Sapo» hay blástesis de clorita y moscovita durante las fases de deformación y en la interfase. El período de crecimiento del cloritoide es también amplio, pero anterior a la fase 2, mientras que el de la biotita parece posterior a la fase 1, llegando hasta la 2.

En el dominio del Domo de Lugo las relaciones minerales son más complejas, a la mayor variación de minerales índice de metamorfismo hay que añadir la existencia de dos episodios metamórficos distintos caracterizados por diferentes gradientes, lo que origina que junto al desarrollo de nuevos minerales exista desestabilización de otros.

Las relaciones entre el crecimiento de minerales metamórficos y las fases de deformación se pueden esquematizar tal como aparecen en las figuras.

5. HISTORIA GEOLOGICA

La Hoja comprende parte del extremo O. de la Zona III Galicia Oriental (MATTE, 1968) que corresponde al Dominio del Domo de Lugo y parte de la zona IV-Galicia Media (MATTE, 1968) que corresponde al Dominio del Ollo de Sapo.

En la división que establecieron JULIVERT, FOMBOTE, RIBEIRO y CONDE (1972), comprende parte del extremo O. de la zona Asturoccidental-Leonesa y parte de la zona Centro Ibérica.

La historia geológica puede dividirse en los siguientes apartados:

1. Sedimentación de los materiales del Precámbrico Superior y Paleozoico.

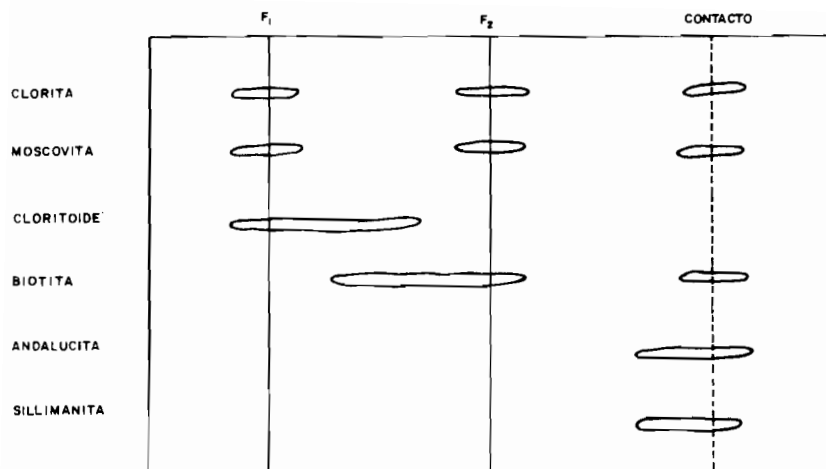


Fig. 1.—Esquema de crecimiento de minerales respecto a las deformaciones en el Dominio de Olló de Sapo y en el Dominio esquistoso de Galicia Central y Occidental.

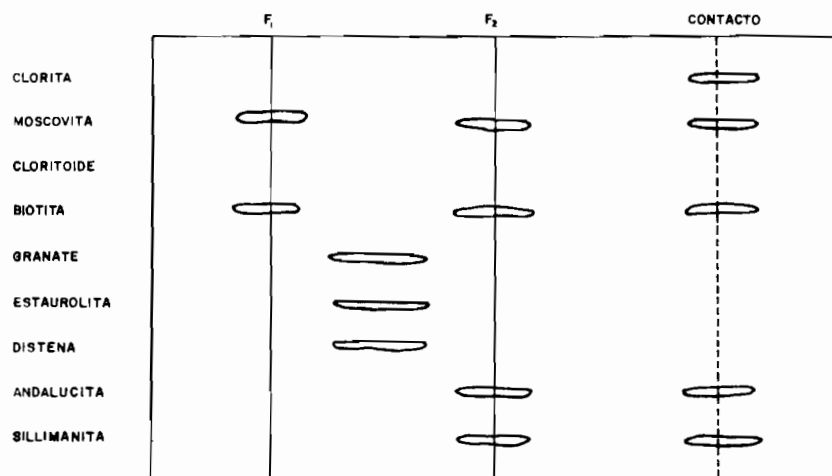


Fig. 2.—Esquema de crecimiento de minerales respecto a las deformaciones en el Dominio del Domo de Lugo.

2. Orogenia Hercínica.
3. Evolución posthercínica.

1. Sedimentación de los materiales Precámbrico Superior y Paleozoico:

Los materiales más antiguos que aparecen en la hoja son del Porfiroide «Ollo de Sapo» y la Serie de Villalba que tienen una edad Precámbrico Superior. Aunque en la hoja no se ven relaciones entre ambas formaciones, se puede establecer por correlación con otras áreas que el «Ollo de Sapo» o bien ocupa una posición inferior a la Serie de Villalba o bien es parcialmente equivalente de la misma (MATTE, 1968, CAPDEVILA, 1969).

El grado de metamorfismo que presentan los esquistos de Villalba no ha permitido estudiar sus características sedimentológicas, pero por el estudio de áreas próximas (Hoja de Sarria) se sabe que corresponde a depósitos turbidíticos.

Sobre la Serie de Villalba reposa discordantemente el Cámbrico Inferior, esta discordancia que debe ser atribuida a la fase ASINTICA, se manifiesta en la hoja por el hecho de que el tramo superior de la Serie de Villalba, constituido por esquistos moscovíticos con porfiroblastos sólo aparece en el flanco normal del anticlinorio y no aparece a ambos flancos del sinclinal de Villaodrid.

La sedimentación del Cámbrico Inferior debió realizarse sobre una plataforma estable, como lo demuestra el tipo de depósitos que presenta (cuarcitas y calizas principalmente). El Cámbrico Medio y Superior no afloran en la hoja y ni siquiera lo hace el Cámbrico Inferior completo, pero en otras áreas de Galicia se conocen sedimentos de estas edades que indican que la sedimentación fue continua hasta el Cámbrico Superior.

El Ordovícico Inferior en cambio se presenta discordante sobre el Precámbrico de facies «Ollo de Sapo», esta discordancia es debida a la fase SARDICA. La sedimentación en el Ordovícico corresponde también a un medio de plataforma.

El Silúrico es de nuevo discordante (discordancia TACIONICA) y reposa sobre distintos niveles del Ordovícico. Los materiales que lo constituyen en su parte basal, cuarcíticas, ampelitas y liditas, parecen apuntar también a un medio de plataforma, pero en condiciones euxínicas, hacia arriba la serie se torna más compleja con frecuentes intercalaciones de grauvacas que pueden corresponder ya a una cierta inestabilidad de la cuenca.

2. Orogenia hercínica

En el Devónico Superior-Carbonífero Inferior empieza la orogenia hercínica que comenzó dando lugar, en la zona que nos ocupa, a estructuras de tipo tangencial. La primera fase da lugar a grandes pliegues tumbados vergentes al E., produciéndose al final de la misma una serie de cabalgamientos; aunque en la hoja no aflora ninguno de éstos se sospecha la presencia del cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo por debajo del Domo de Puertomarín en base a una zona de cizalla dúctil que se ha localizado en el mismo.

El granito alcalino de dos micas del macizo de Sarria está localmente deformado por esta cizalla y debe haberse emplazado por tanto al final de la primera fase. A continuación se produce el funcionamiento de la falla de Vivero que puede corresponder a reajustes isostáticos.

La segunda fase de plegamiento da lugar a pliegues de plano axial subvertical y a un importante desgarre con una zona de cizalla asociada que atraviesa la hoja con dirección NW-SE.

El emplazamiento del macizo granítico de Chantada-Taboada parece haber tenido lugar durante la fase 2. En todo caso la fase 2 continuó después de que el emplazamiento de la granodiorita hubiera finalizado y después incluso de la intrusión de los granitos de dos micas. Posteriormente a la fase 2 tuvo lugar la intrusión de la granodiorita tardía.

La 3.ª fase de plegamiento produce pliegues suaves en el Domo de Lugo y una esquistosidad de crenulación vergente hacia el O. Finalmente, se producen una serie de fracturas, la mayoría de las cuales son desgarres senestros que cortan a todas las anteriores estructuras.

3. Evolución Posthercínica

Después de la orogénesis hercínica se produce la emersión y arrasamiento de la cadena que se continúa hasta el Terciario, en el cual se producen depósitos de materiales detríticos continentales sobre un paleorrelieve.

Posteriormente se encaja la red fluvial desarrollando depósitos aluviales poco importantes.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

El aprovechamiento industrial de los materiales existentes en la hoja es escaso, estando prácticamente limitado a la planta de Cerámicas de Puertomarín que explota las arcillas Terciarias de la zona Puertomarín-San Mamed, para la fabricación de materiales refractarios.

Existen además canteras distribuidas en la superficie de la hoja, generalmente poco importante e inactivas, entre las que destacan las situadas en las Calizas de Cándana en las proximidades de Santa Marina (X= 615.800, Y= 4.734.150) y otra localizada al NW de la hoja dentro de la granodiorita precoz. Asimismo, se realizaron explotaciones intermitentes dentro de las rocas graníticas con aprovechamiento para la construcción de carreteras y edificaciones.

También son objeto de explotación algunos tramos cuarcíticos que forman parte de los enclaves de metasedimentos en la granodiorita precoz, destacando una cantera localizada en el límite SW de la hoja, actualmente en explotación con una producción que oscila entre 1.000 y 15.000 m³/mes, que se utiliza como áridos en obras públicas.

Con respecto a la hidrogeología subterránea sus posibilidades son escasas,

debido a la poca porosidad en general de los materiales existentes, produciéndose frecuentemente en los planos de fracturas una porosidad de fisura que condiciona la circulación y débil acumulación de aguas infiltradas.

Asimismo, de una forma intermitente y en estrecha relación con las condiciones meteorológicas se forman manantiales, fundamentalmente entre los valles fluviales donde se acumulan depósitos recientes que presentan una fuerte porosidad, pero escaso volumen de almacenamiento.

En algunas zonas dentro de los granitos y granodioritas se realizan pequeñas excavaciones en tramos muy alterados que contienen frecuentemente cierta cantidad de agua aprovechada para el uso doméstico.

Asimismo, los afloramientos Terciarios son zonas favorables para el aprovechamiento de aguas a pequeña escala, por la presencia frecuente de acuíferos delimitados por niveles arcillosos.

7. BIBLIOGRAFIA

- ABRIL HURTADO, J., y PLIEGO DONES, V.: «Guntín (97/7-7). Mapa Geológico de España E. 1: 50.000 (MAGNA). IGME. 1976.
- ALLING, H. L.: «Plutonic perthites». *Journ. Geol.*, vol. 46, pág. 146. 1938.
- ANTHONIOZ, P. M., y FERRAGNE, A.: «Réflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations d'oeillées dans le NO. de la Peninsule Iberique». *C. R. Acad. Sc. París*, 269, pp. 138-141. 1969.
- BARROIS, CH.: «Recherches sur les terrains ancies des Asturies et la Galicie (Espagne)». *Mem. Soc. de Nord*, 2, 1, p. 630. 1882.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH., y RIBEIRO, A.: «Le Precambrien de la Meseta Iberique». *Col. Intern. CNRS*, París 192, pp. 315-335. 1972.
- BASTIDA y PULGAR: «La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego». *Trabajos de geología. Univ. de Oviedo*, 10. pp. 75-124. 1978.
- BRELL, J., y DOVAL, M.: «Un ejemplo de correlación estratigráfica aplicada a las cuencas Terciarias del NW de la Península». *Est. Geol.*, vol. XXX. 1974.
- CAPDEVILA, R.: «Sur la geologie du Precambrien et du Paleozoique dans la region de Lugo et la question dess plissemens assyntiques et sardes en Espagne». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 80, pp. 157-174. 1965.
- CAPDEVILA, R.: «Extension du metamorphisme regional hercynienn dans le nord-ouest de L'Espagne (Galice Oriental, Asturies, León)». *C. R. Sem. Soc. Geol. Fr.*, n.º 7, pp. 277-270. 1967.
- CAPDEVILA, R.: «Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le sement hercynien de Galice nord orientale». *Thése Univ. Montpellier*, pp. 430. 1969.
- CAPDEVILA, R., VIALETTE: «Estimation radiometrique de l'âge de la deuxieme

- phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (NW de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, I. 270, pp. 2527-2530. 1979.
- CAPDEVILA, R.; MATTE, PH., y PARGA PONDAL, I.: «Sur la presence d'une formation porphyroide infracambrienne en Espagne». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, n.º 7, pp. 249-250. París. 1964.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.: «Datos sobre las pizarras de Lugo». *Rev. Fac. Ciencias Oviedo*, 6 (1), pp. 131-143. 1965.
- G. LODEIRO, F.; IGLESIAS, M., y MARTINEZ CATALAN, J. R.: «Chantada (155/79). Mapa Geológico de España E. 1: 50.000 (MAGNA)». IGME. 1974.
- HOSCHEK, G.: «Untersuchungen zum stabitat-sbereich von chloritoid und stauroolith». *Contr. Miner. and petrol.*, v. 14, pp. 123-162. 1967.
- IGLESIAS, M., y CHOUKROUNE, P.: «Shear zones in the Iberian arc.». *Jour. Struct. Geol.*, v. 2, n.º 1/2, pp. 63-68. 1980.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, RIBEIRO y CONDE: «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». Serv. de public. del Minist. de Industria. IGME. 1972.
- LOTZE, F.: «Das prakambrium spaniens». *Neves Ib. Geol. Paleontol.*, 8, pp. 373-380. 1972.
- LOZTE, F.: «Zum Alter nordwespanischer Quartzit-Sandstein». *Folgen. Neues Jb. Geol. Paläont.*, 10, pp. 464-471. 1957.
- LOZTE, F.: «Zur stratigraphie des spanischen Kambriums». *Geologie*, 7. H. 3-6, pp. 727-750. 1958.
- MARCOS, A.: «Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercínica del Occidente de Asturias (NW de España)». *Trab. de Geol.*, 6, pp. 1-113. Oviedo, 1973.
- MARTINEZ GARCIA, E.: «Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabrrria». Estudio geológico, V, pp. 7-106. 1973.
- MARTINEZ CATALAN, J.R.: «L'apparition du chevauchement de la nappe de Mondoñedo dans le dome de Lugo (Galice-Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 290, pp. 179-182. 1980.
- MARTINEZ CATALAN, J. R., y DE PABLO MACIA, J. (in litt): «Sarria(124/8-8). Mapa Geológico de España. E. 1: 50.000 (MAGNA)». IGME.
- MATTE, PH.: «Remarques preliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 259, pp. 1981-1984. 1964.
- MATTE, PH.: «La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Trab. Lab. Geol. Fac. C. Grenoble. Revue de Geol. Alpine*, 44, pp. 1-128. 1968.
- PARGA PONDAL, I.: «Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». Notas y comunicaciones. IGME, vol. 59, pp. 333-358. 1960.
- PARGA PONDAL, I.: «Mapa petrográfico estructural de Galicia». IGME. E. 1: 400.000. MADRID, 1963.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, PH., CAPDEVILA, R.: «Introduction à la geologie de l'Oillo de Sapo». Formation porphyroide antesilurienne du Nordouest de l'Espagne». Notas y comunicaciones IGME, n.º 76, pp. 119-154. 1964.

- PEREZ ESTAUN, A.: «La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la zona Asturoccidental-Leonesa». Mem. IGME, 92, p. 149. 1978.
- PEREZ ESTAUN, A., y MARTINEZ, F. J.: «El Precámbrico del Antiforme del Narcea en el sector de Tineo-Cangas de Narcea (NW de España)». Trabajos de Geología Univ. de Oviedo, n.º 10. 1978.
- RIEMER, W.: «Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». Not. Com. IGME, vol. 81, pp. 7-20. 1966.
- SCHERMERHORN, L. J. G.: «Igneous metamorphic and ore geology of the Castro Daire-Sao Pedro de Sul-Satao Region (Northern Portugal)». Tesis. Com. Serv. Geol. de Portugal, XXXVII. 1956.
- TENA DAVILA, M.: «Villalba (47/7-5). Mapa Geológico de España. E. 1: 50.000 (MAGNA)». IGME. 1975.
- TENA DAVILA, M.: «Lugo (72/7-6). Mapa Geológico de España 1: 50.000 (MAGNA)». IGME. 1975.
- VANCE, J. A.: «Zoning in Igneous plagioclase». Patchy Zoning. *The Jour. of Geol.*, 73, n.º 4, pp. 636-652. 1965.
- WALTER, R.: «Beitrag zur stratigraphie des kambriuns in Galicien (Nord west Spanien)». *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 117, pp. 360-371. 1963.
- WALTER, R.: «Die geologie in der nordstlichen. Provinz. Lugo.» (Nordwest Spanien). *Geotec. Forsch*, 27, 3-70. Stuttgart. 1968.
- WINKLER: «Abolition of metamorphic Facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage and of a classification based en Isograds in Common Rocks». *N. Jb. M. Miner. Mh. Jg.*, 1, 15. 1970.