



IGME

24

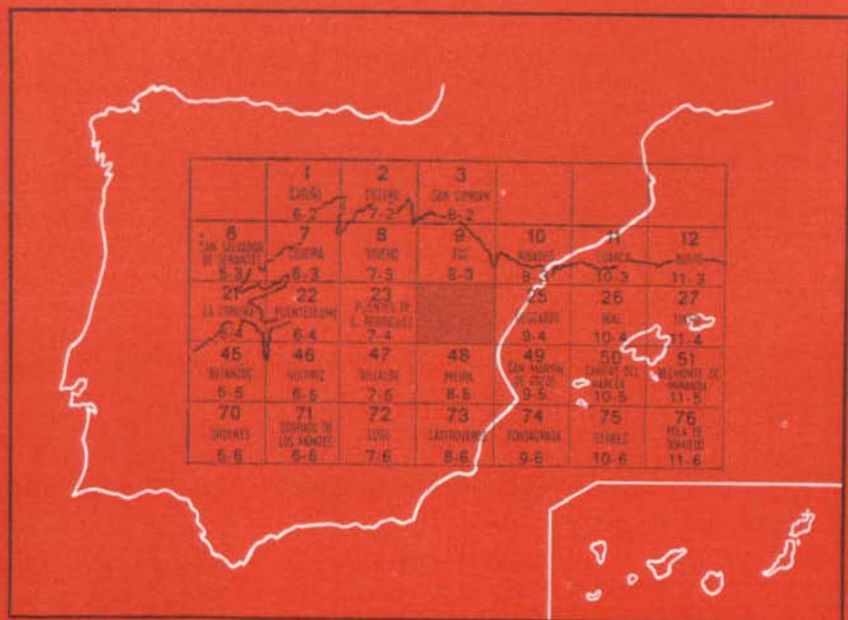
8-4

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MONDOÑEDO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MONDOÑEDO

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

Arce Duarte, J. Manuel; Fernández Tomás, Javier, y Monteserín López, Victorio. Su estudio petrológico y redacción lo llevó a cabo la Licenciada M. José López García.

Se ha contado con la colaboración especial del Dr. R. Walter, del Instituto Geologisches de Aachen (Alemania), y del Dr. Martínez García, del Departamento de Geomorfología y Geotectónica de la Universidad de Salamanca.

Control y supervisión del IGME: Huerga Rodríguez, Argimiro.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M-6.449-1978

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

INTRODUCCION

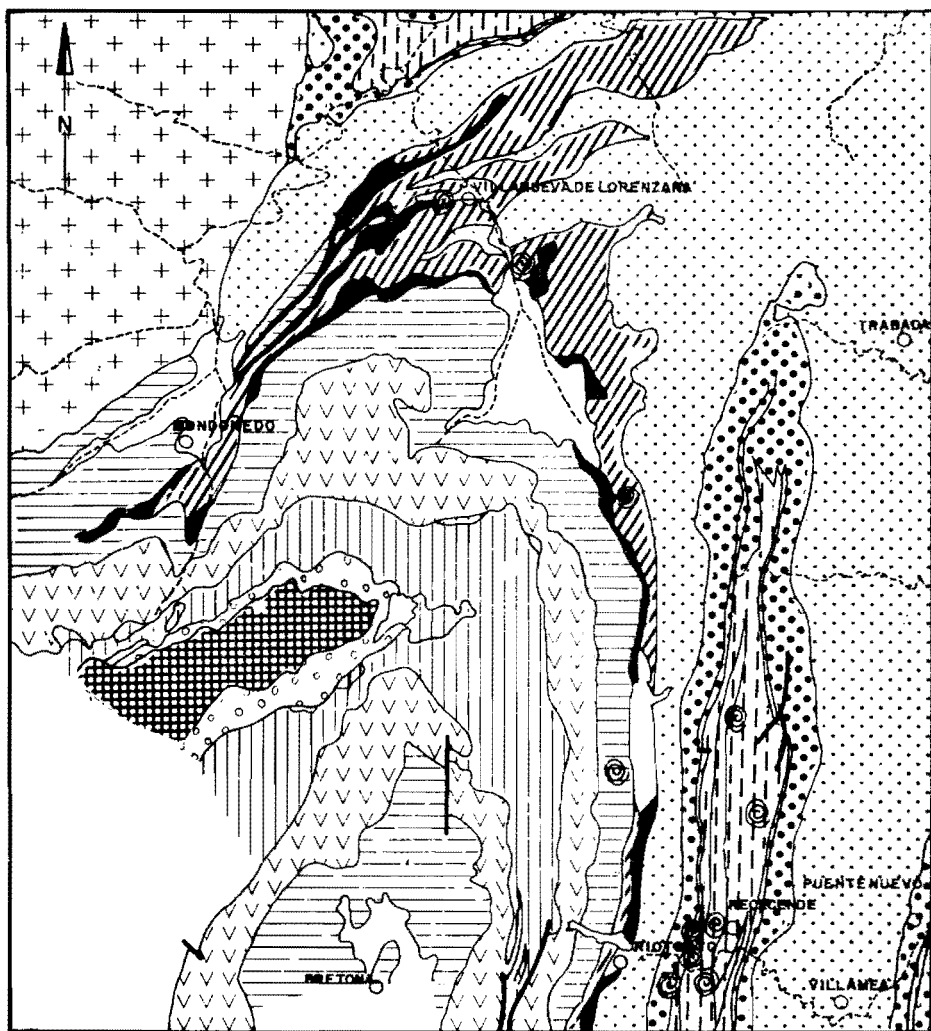
La Hoja de Mondoñedo se encuentra localizada en el NE. de Galicia, en la provincia de Lugo, prácticamente en su límite con Asturias.

Esta zona está caracterizada tectónicamente por la presencia de pliegues acostados, que en ocasiones llegan a rebasar la horizontalidad, convirtiéndose en falsas formas. La estratigrafía fue estudiada en detalle durante los años 1958 a 1961 por Walter, encontrándose representadas formaciones precámbricas, cámbricas, ordovícicas y silúricas. Han sufrido, además de las fases de plegamiento visibles, la primera de mayor intensidad que la segunda, un metamorfismo regional, cuya intensidad decrece hacia oriente, y dos intrusiones graníticas. La edad de esas fases de plegamiento, metamorfismo e intrusiones, es hercínica.

Por último, en épocas descompresivas se desarrollan fracturas cuya actividad ha podido prolongarse, incluso, en la orogenia alpina.

1 ESTRATIGRAFIA

La serie estratigráfica adoptada en el presente trabajo coincide en líneas generales con la de WALTER (1968), que la estableció basándose en el hallazgo y clasificación de gran cantidad de fauna, fig. 1, si bien en la



- | | | | |
|---|-----------------------------------|---|--|
|  | Granitos del Macizo de la Trogia. |  | Caliza de Vegadeo. |
|  | Infracambriano. |  | Capas de Riotorto resp. Margas fosilíferas de Vegadeo. y Capas de Bres |
|  | Cuarcita de Cándana Inf. |  | Capas de Villamea resp. Capas de Taramundi. |
|  | Pizarras de Candana. |  | Capas del río Eo. |
|  | Cuarcita de Cándana Sup. |  | Pizarras del Ordoviciense y Siluriano. |
|  | Capas de Transito. |  | Fosiles |

ESQUEMA DE LOS YACIMIENTOS FOSILIFEROS

Figura 1

CROQUIS DE SITUACION DE LOS YACIMIENTOS

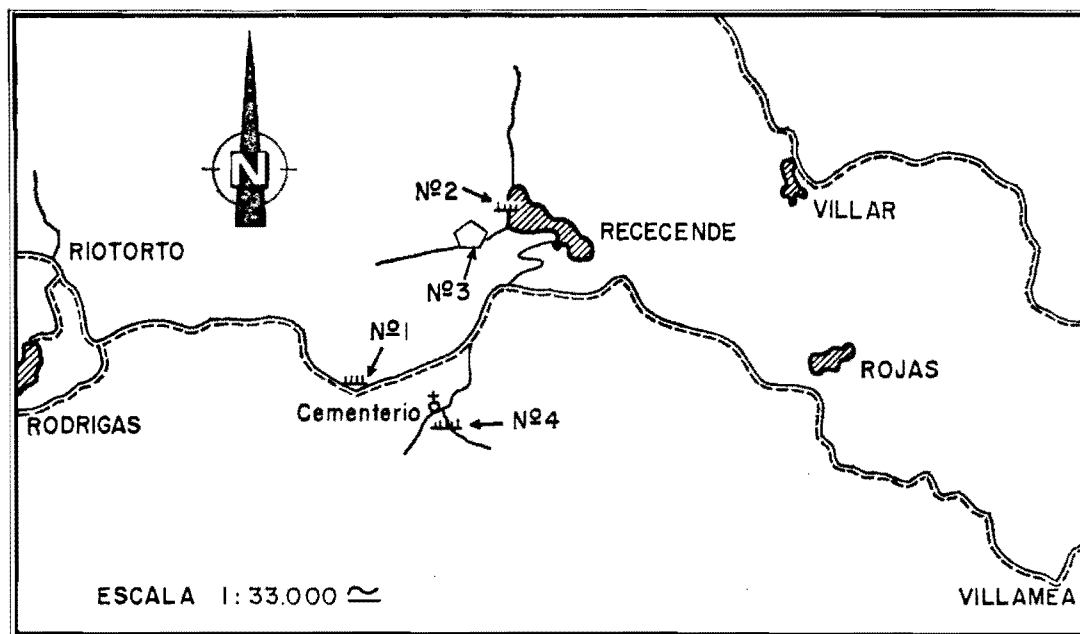


Figura 2

realización del presente trabajo sólo se han encontrado restos fósiles en el SE. de la Hoja, en materiales silúricos, fig. 2.

Como carácter general se ha de resaltar el hecho de aparecer todas las series estratigráficas con mayor grado metamórfico en la zona occidental, siendo afectados además por la intrusión del macizo de la Togiza. Este factor, como es lógico, hace que dichas series presenten un aspecto distinto, con blastesis mineral más abundante. Es típica en esta zona occidental en todas las formaciones la biotita dispuesta transversalmente a la esquistosidad y en ocasiones la presencia de neises anfibólicos.

1.1 PRECAMBRICO. SERIE DE VILLALBA $PC_{\xi} + \xi A$

Se encuentra en el tercer cuadrante, siendo los materiales constituyentes fácilmente erosionados de forma que, mientras están presentes, el relieve es muy suave, desarrollándose una llanura en la que destacan topográficamente series superiores (cuarcitas del Gistral), así como los granitos que intruyen (Macizo de Monseiban).

Litológicamente esta serie está constituida fundamentalmente por esquistos muy alterados con intercalaciones de capas más competentes de material más grosero, que generalmente son metareniscas de grano fino. En muchas ocasiones, en la zona occidental aparecen neises plagioclásico-anfibólicos con granate, más tenaces que las rocas anteriores. Suelen quedar en la superficie de las llanuras actuales en forma de cantos aplastados entre el material, generalmente fino, muy característico de esta formación.

A medida que nos desplazamos en este núcleo precámbrico hacia el Este y el metamorfismo decrece, los esquistos pasan a ser filitas y las areniscas se hacen más finas. En esta zona no aparecen visibles los neises plagioclásico-anfibólicos.

El espesor total de la serie no se puede calcular, ya que no aparece la base. El suprayacente pertenece a la base del Cámbrico y está formado por las cuarcitas de Cándana inferior. El contacto entre ambas series es concordante y no parece que en el ambiente sedimentario hubiera más variación que un aumento de energía del medio de transporte y petrográficamente, como se decía anteriormente, se trata de una serie arenoso-pelítica en la que existen toda clase de tránsitos efectuados por el metamorfismo regional. En función de éste, la textura samítica primitiva es obliterada hasta originar texturas granolepidoblásticas. Más de la mitad de su extensión en la Hoja se distribuye en la zona del granate, que aparece según intensidad metamórfica, y sólo en su extremo más oriental se dan rocas con metamorfismo de zona de clorita.

La mayor parte de las rocas pueden ser clasificadas como subgrauvacas feldespáticas FOLK (1954), y aun en los términos más finos hay una cierta proporción de componentes detríticos cuarzofeldespáticos.

Los clastos de tamaño medio-fino, subangulosos y heterogranulares, los transforma el metamorfismo en cristales más o menos alargados y xenomorfos. Los hay de cuarzo y plagioclasa; ésta es esencialmente albita y frecuentemente incluye numerosos opacos puntuales, pudiendo estar maclada. Esporádicamente se han observado clastos con crecimientos gráficos cuarzo-albita y escasa proporción de «chert».

La mesostasis, casi siempre filítica, es de moscovita y clorita con cuarzo de grano variable, pues la biotita, cuando aparece, por lo general forma poikiloblastos.

Como accesorios es frecuente el apatito, en agregados de cristalillos redondeados muy pequeños o en cristales mayores con frecuentes inclusiones submicroscópicas.

El circón suele ser escaso en la serie, a menudo incluido en biotita, y la turmalina aparece fragmentada, siendo en algunas rocas de neoformación (orientadas) y bastante abundantes. Así mismo, hay rutilo y frecuentes opacos postesquistosos.

Son muy abundantes hacia el O. las venas de cuarzo, feldespato potásico, epidota y clorita con esfena.

En la zona del granate aparecen rocas constituidas por: una mesostasis cuarzo-plagioclásica o cuarzo epidótica (pistacita) de grano medio no orientada, por lo general, sobre la que se disponen poikiloblastos de granate y anfíbol; este último también en agregados semirradiales. Hay biotita orientada, y como accesorios, apatito, esfena y opacos. Corresponden a los neises plagioclásico-anfibólicos o anfibolitas en «gerbes», de CAPDEVILA (1969).

1.2 CAMBRICO

El Cámbrico generalmente está bien representado en la zona, si bien las terminaciones finales aparecen en facies compresivas. El Cámbrico Inferior está representado por la «Serie de Cándana», pasando al Cámbrico Medio en las calizas de Vegadeo. Desde el Cámbrico Medio en adelante, hasta el Ordovícico, parece existir una sedimentación continuada de material pelítico con algún nivel más arenoso, correspondiendo estos términos con la serie de los Cabos (LOTZE, 1958), en MARCOS (1973).

Dentro de la serie de Cándana se han separado cuatro tramos: cuarcitas inferiores, pizarras, cuarcitas superiores y pizarras arcillosas y arenosas (Capas de tránsito, WALTER, 1968).

En el Cámbrico Medio y Superior se han separado dos tramos: el primero, esencialmente pelítico, y el superior, arenoso-pelítico (Capas de Riotorto y Villamea, respectivamente, en WALTER, 1968).

Sobre estos tramos se encuentra una secuencia de cuarcitas y pizarras que constituyen el paso del Cámbrico al Ordovícico.

1.2.1 CUARCITAS DE CANDANA INFERIOR (CA₁)

Están situadas en la zona central de la Hoja, definiendo el gran pliegue tumbado de Mondoñedo, en cuyo núcleo se encuentra la serie de Villalba, yacente de estas capas. El flanco E. se continúa hacia el S., mientras que la corrida del O. describe un suave arqueamiento, chocando finalmente con el macizo de la Togiza.

El contacto con la serie de Villalba es aparentemente concordante, el paso de una serie a otra, en ocasiones, es neto, pasándose de pizarras a areniscas más o menos groseras, y en otras es más difuso y se realiza mediante alternancias de pizarras y areniscas.

Su potencia puede ser de 60 a 120 m. aproximadamente, aunque debido al plegamiento en algunas zonas parece que sea superior.

Son areniscas de grano grueso, compactas, generalmente de color blanco-amarillento y rojizo de alteración, con intercalaciones de varios niveles conglomeráticos de poca potencia, con cantos que pueden alcanzar hasta 5 ó 6 mm. de Lm., de difícil control espacial.

Los cantos se observa que son angulosos y subangulosos y en algunos puntos se han observado cantos alargados, posiblemente por aplastamiento; de estas intercalaciones existen algunas en las que son abundante la disseminación de minerales de hierro, que ofrecen un color rojizo de alteración muy típico.

En el flanco más al NO. estas arenas cuarcíticas tienen menor potencia y con intercalaciones pelíticas (pizarras).

Petrográficamente, los términos cuarcíticos corresponden a la denominación de «areniscas líticas», T. GREENSMITH (1971), que equivalen a los de protocuarcitas, subgrauvacas y sublitarenitas de algunos autores modernos, PETTIJHON (1954), y McBRIDE (1962).

Tienen una textura blastosamítica de marcada heterometría entre los clastos, subangulosos a angulosos por lo general y uno a dos milímetros los mayores, que pueden ser mono y policristalinos. El componente principal es lógicamente el cuarzo, en proporción variable, 80-90 por 100, aproximadamente, estando el resto representado por material micáceo, esencialmente moscovita y/o sericita, y a veces clorita y escasa cantidad de biotita. Accesorios, aunque frecuentes, son la turmalina, de coloración variable, de azul a anaranjado, e irregular morfología (neoformación, aunque deformada por la esquistosidad), apatito, circones redondeados, escaso rutilo y, a veces, en considerable proporción, opacos, frecuentemente oxidados.

Se observa un tránsito hacia tipos de roca más homogéneas, que en general contienen una mayor proporción de material pelítico, con clastos también de plagioclasa, y se ponen en evidencia rocas semejantes a las ya des-

critas de la serie de Villalba, que en función del metamorfismo pueden desarrollar biotitas blásticas.

1.2.2 PIZARRAS DE CANDANA (CA_{1p})

Se localizan en la franja central hacia la zona meridional de la Hoja formando varios repliegues, contenidos en el gran pliegue tumbado de Mondoñedo. El flanco septentrional se continúa hasta el macizo de la Togiza, donde se corta y el otro se prolonga hacia el sur. El contacto a su base es concordante, y se puede suponer que en algunas ocasiones está mecanizado debido a una tectónica tangencial, y así mismo ocurrirá en su techo.

Su potencia se puede estimar de 250 a 300 m., aproximadamente.

Se compone fundamentalmente de un paquete de pelitas (pizarras) arenosas con intercalaciones calizas, situándose en el tramo basal, así como pequeñas intercalaciones, o en el techo. En el tramo basal se encuentran en algunos puntos intercalaciones cuarcíticas (γ) en las pizarras; son pequeños niveles de poca potencia generalmente, lo mismo ocurre en el techo, se encuentran niveles de areniscas verdosas de escasa potencia. Las facies más características de este nivel son pizarras de color verde intenso. Dentro de estas pizarras se encuentran niveles más grisáceos. Así mismo, pequeños niveles pelíticos, ligeramente carbonatados.

En estas pizarras de Cándana se encuentran intercalaciones de calizas (c) situadas en variados puntos dentro de la columna litológica.

Fundamentalmente y en los términos basales se presentan potentes lentejones calcáreos de color azulado y grisáceo, a veces oscuro, recrystalizadas, muy compactas, con frecuentes venas de exudación.

Intercalados a mitad de la serie y en su techo se encuentran otros niveles de menor desarrollo y de características análogas a los anteriores.

Al microscopio se incluyen, dentro de las pizarras de Cándana, las típicas filitas que dan nombre a la formación, alternando con bandas de material detrítico más grosero, que a partir de la zona de la biotita, dan lugar a rocas semejantes a las ya descritas en la serie de Villalba con el típico desarrollo blástico de la biotita. Los términos más areniscosos de esta formación se describirán bajo el nombre de cuarcitas albiticas más adelante.

Las filitas de textura lepidoblástica están constituidas por moscovita y/o sericitita, y frecuente clorita, definiendo la esquistosidad, o en blastos transversales de la misma. El cuarzo, en mayor o menor proporción, suele estar presente siempre en forma de pequeños granos dispersos y elongados con la esquistosidad.

A veces hay pequeñas plagioclasas clásticas, y en ocasiones, cuando el metamorfismo es muy bajo, se distinguen algunas moscovitas heredadas. Como accesorios se han observado turmalina, circón, apatito y opacos; con frecuencia, óxidos o manchas de óxidos postesquistosos, que se sobreimpo-

nen en la roca o penetran a favor de microfracturas u otras zonas de discontinuidad.

Progresivamente puede ir aumentando la proporción de clastos de cuarzo y plagioclasa, son subangulosos y pueden estar en una matriz únicamente micácea o quedar englobados en un conjunto cuarzo-micáceo. Finalmente, la mesostasis puede ser muy escasa, intersticial y la roca constituye un conjunto mosaico de granos angulosos o xenomorfos sin orientación preferente con clorita o biotita intersticial o bien siderita (cuarcitas albiticas).

Las calizas de Cándana petrográficamente son bastante cristalinas, al igual que las de Vegadeo; no presentan, sin embargo, por lo general, dolomita, salvo algunos cristales dispersos. El material terrígeno es asimismo bastante escaso.

1.2.3 CUARCITAS DE CANDANA SUPERIOR (Ca_1T+p)

Este tramo se sitúa en la Hoja con similares características que las anteriores.

El contacto con la serie infrayacente es concordante, estimando su potencia de 170 a 200 m., aproximadamente.

En general, se trata de areniscas de grano grueso de color blanco amarillento con alternancias pelíticas (pizarras) grises oscuras, en intercalaciones conglomeráticas (estos niveles están situados en el interior de la capa y son poco potentes), con cantos que pueden alcanzar hasta 9 mm. de Lm., fundamentalmente de cuarzo, feldespatos y se han observado algunos cantos de pizarra alargados.

La distribución de las fracciones pelítica y arenosa es irregular, tanto longitudinal como verticalmente, presentándose en general un predominio arenoso en los términos intermedios.

Engloba esta serie petrográficamente a cuarcitas, cuarcitas micáceas, cuarzoesquistos e incluso esquistos con el denominador común de una gran abundancia en material ferruginoso, intersticial y asociado a micas en términos más micáceos. A veces hay texturas samíticas residuales en las rocas más cuarzosas en un tamaño de grano medio a fino, que a veces presenta una marcada heterometría.

El tamaño de clastos mayores es variable, de 0,4 a 2 mm. aproximadamente, los mayores pueden ser policristalinos; constituyen la mesostasis clastos menores alternando con hileras micáceas en proporción variable, moscovita y a veces clorita y biotita, que cuando la roca es más uniforme forman todo el conjunto. Cuando la textura es blastosamítica, el conjunto de granos de cuarzo se dispone con material pelítico (sericita) intersticial.

Ocasionalmente, puede haber plagioclasa en escasa proporción. Como accesorios se han observado fragmentos de turmalina, circones angulosos (a veces con bordes de recrecimiento) apatito y rutilo.

1.2.4 PIZARRAS ARENOSAS Y ARCILLOSAS (CA₁p₂)

Estas capas, denominadas «capas de Tránsito» por R. WALTER (1968), tienen una potencia aproximada de 180 a 220 m. y están en contacto normal con las cuarcitas infrayacentes.

En general, estas capas son pizarras arenosas y arcillosas con intercalaciones de areniscas, donde la fracción pelítica es mucho más escasa; hacia el techo presenta niveles margosos. Son frecuentes tramos o niveles violáceos con impregnaciones de manganeso.

En la base aparece una serie, de 20 a 30 m. de potencia máxima, de pizarras negras muy características, que tienen gran continuidad, aunque faltan en ocasiones. Para estas pizarras, R. WALTER (1968) ha hallado Hyolítidos situados en los niveles próximos a las cuarcitas de Cándana. Continúa la serie con una alternancia de pizarras arenosas y arcillas, de color grisáceo y verdoso (verde oliva).

Hacia el techo de la serie se sitúan pizarras arcillosas y margosas de color verde y azulado, que en determinados puntos están situados cerca de las calizas de Vegadeo.

En función del metamorfismo en estas capas en donde abundan las pelitas, se desarrollan pizarras, filitas y escasos micaesquistos, que pueden presentar espectaculares fenoblastos de biotita. Son frecuentes, asimismo, los términos areniscosos de grano fino (0,2 mm. por término medio), con proporción variable de micas a veces muy escasas y clastos de cuarzo, plagioclasa (albita) y/o feldespato potásico (característico de esta formación), así como moscovitas heredadas. Algunas rocas alternan con tipos eminentemente silíceos de grano fino.

Corrientemente se observa materia opaca intersticial, y ocasionalmente, grafito impregnando las micas.

Como accesorios, se advierten turmalinas, circón, apatito (a veces en agregados), rutilo, etc.

1.2.5 CALIZAS DE VEGADEO (CA₁c)

Bajo esta denominación englobamos al horizonte carbonatado que se extiende probablemente desde Mondoñedo hasta Villanueva de Lorenzana y desde esta población hasta Riotorto, a lo largo de numerosos y alineados afloramientos.

Se trata de calizas y dolomías blanquecinas y azuladas, unas veces de aspecto masivo y otras finamente tableadas, en cuyos planos de estratificación y/o esquistosidad se observan moscovitas, incluyendo frecuentes intercalaciones margosas. Presentan, en su contacto con Riotorto, cierta mecanización, a veces sellada por «stock» cuarzoso, si bien en la zona de Mondoñedo aparecen únicamente como disarmonías tectónicas.

La alta recrystalización sufrida por los materiales, durante la actuación del metamorfismo regional, dificulta el obtener pruebas sedimentológicas y composicionales. No obstante, la distribución de dolomías, dentro del cuadro litológico total de esta formación carbonatada, parece que aumenta hacia sus extremos, en el muro y techo.

Referente a su edad, podemos decir que no se ha encontrado fauna que sirva para datarla. No obstante, dada la situación de yacimientos fosilíferos en series litológicas regionales en los términos infrayacentes y suprayacentes, que las adscriben en el Cámbrico Inferior y Medio, respectivamente, se ha considerado a la caliza de Vegadeo como parte superior del Cámbrico Inferior. Sin embargo, el hallazgo en Ponferrada, en los metros más altos de las calizas de Vegadeo, de la facies propia del miembro superior de la Formación de Láncara, se pueden equiparar ambos tramos y atribuir al miembro superior de las calizas de Vegadeo la edad de Cámbrico Medio (JULIVERT, M., 1975).

Petrográficamente, los tipos más puros son de grano grueso y de cristales muy maclados, con márgenes dentados irregularmente.

Con mayor frecuencia se observan una cierta cantidad de impurezas, siendo la textura entonces un mosaico equigranular de cristales euhedrales alargados en la dirección manifiesta por láminas individuales de mica. Frecuentemente hay, además, cuarzo de morfología globular adquirida por recrystalización y ocasionalmente pequeñas albitas. Como accesorios puede haber apatito y turmalina, poco frecuentes.

A veces se ha observado una alternancia con dolomía, que es siempre de grano fino, definiéndose entonces el intenso microplegamiento del conjunto. La dolomita puede estar también como cristales inmersos en el conjunto calizo (dolomitización). Rara vez se han observado escasas proporciones de siderita.

Las dolomías son de grano medio a fino y textura granoblástica muy uniforme; son frecuentes la mica y el cuarzo, como en las anteriores calizas, así como la materia opaca ferruginosa.

Por último, es de destacar venas cortantes de cuarzo con siderita y, a veces, barita. Posteriormente a ella hay otras de calcita.

1.2.6 CAMBRICO MEDIO Y SUPERIOR. PIZARRAS AZULADAS (CA₂₋₃)

Suprayacentes a la caliza de Vegadeo se hallan 50-100 m. de rocas pelíticas de grano muy fino y tonos frecuentemente verde-azulados, con algún banco más detrítico de escasa potencia (5-50 cm.) en paso progresivo hacia las capas superiores de Villamea. Son frecuentes, al igual que en las pizarras CA_{1P2}, los limos y dendritas de Mn, sobre todo en contacto con las calizas de Vegadeo.

En estas capas al sur de Riotorto, WALTER (1966) ha encontrado restos

indeterminables de Echinodermata, siendo litológicamente equivalentes a las margas fosilíferas de Vegadeo y las capas de Bres (Cámbrico Medio) del mismo autor.

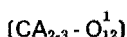
Al microscopio se trata de filitas y pizarras con alternancias de cuarcitas micáceas con plagioclasa (albita), como las de las capas de tránsito anteriormente descritas.

Las dos primeras están constituidas por moscovita y clorita de baja cristalinidad, por lo general, la última a veces en blastos transversos al conjunto esquistoso.

La proporción de cuarzo suele ser pequeña generalmente y de grano fino, pero en ocasiones puede llegar a ser el 80 por 100 del total en grano muy fino, presentándose, esporádicamente, plagioclasa.

Los accesorios son: circón, turmalina y opacos, a veces hay biotita en función del grado metamórfico.

1.2.7 PIZARRAS Y ARENISCAS EN ESTRATIFICACION ALTERNANTE



Ocupa una gran extensión en la Hoja, principalmente en los cuadrantes I y II.

El contacto con las capas de Riotorto es un paso insensible en la mayoría de los casos y en otras viene dada por la presencia de unos débiles niveles de areniscas.

Se componen de pizarras grises con alternancia de láminas de arenisca de grano fino y existen en ocasiones niveles arenosos de mayor desarrollo. En estos pequeños niveles arenosos se observan en diversos puntos estratificación gradual y pequeños repliegues. También son frecuentes en estas capas las huellas de escurrimiento (ripple).

Hacia el techo se pasa insensiblemente hacia términos más claramente samíticos, haciéndose mucho más abundantes y potentes los niveles de areniscas, comprendiendo sucesiones continuas de alternancias de lutitas y areniscas cuarcíticas, cuyo espesor se mantiene constantemente en todo el ámbito de la Hoja.

En estas capas podría entablarse el tránsito de los términos superiores del Cámbrico al Ordovícico, mediante una sedimentación continuada; aunque no hay datos suficientes para poder datar el paso de un período a otro.

Petrográficamente se trata de pelitas con intercalaciones milimétricas a centimétricas de areniscas de grano muy fino y también pizarras silíceas. El metamorfismo regional de clorita origina pizarras y filitas en las que las estructuras tectónicas quedan bien impresas.

Están constituidas por sericita y clorita, que suele ser muy frecuente en blastos transversos a la pizarrosidad.

El grafito impregna las micas, y el cuarzo, lógicamente más importante en los tramos más groseros, se presenta en granos dispersos; muy escasa puede ser la participación de plagioclasa.

Los accesorios son turmalina, circón y óxidos en nódulos o impregnando el conjunto.

1.3 ORDOVICICO

1.3.1 INFERIOR

1.3.1.1 Alternancia de cuarcitas y pizarras (O_{12}^{1-2})

Sus afloramientos se sitúan prácticamente en el cuadrante I y II, definiendo un gran pliegue sinclinal de dirección N. 5° E. en la zona de Rececende. Igualmente, en el vértice suroriental, zona de Portonovo, existe un pequeño afloramiento perteneciente al flanco occidental del sinclinal de Villadrid, estructura que describe un gran arco penetrando de nuevo en la Hoja al norte de Villanueva de Lorenzana.

El contacto en su base con la formación cambro-ordovícica se realiza de una forma paulatina, pasándose de la alternancia de pizarras con intercalaciones de láminas de arenisca a una alternancia de limos, areniscas y pizarras. En la base de las alternancias existen ciertas intercalaciones ferruginosas de escasa potencia, que en algún punto han motivado el emplazamiento de labores mineras, hoy día abandonadas.

Todo este tramo se compone de una alternancia centimétrica de cuarcitas, areniscas y pizarras. Hacia el techo hay intercalaciones potentes de areniscas y cuarcitas. Generalmente a techo se presentan más abundantes las cuarcitas y culminan en un banco continuo de 40 a 50 m. de potencia.

Se trata, petrográficamente, de cuarcitas y filitas semejantes a las ya descritas para el Cámbrico Medio y Superior.

Las cuarcitas son de grano medio-fino, constituidas por cuarzo en una proporción del 90-95 por 100; el resto son escasos granos de plagioclasa o feldespato potásico (muy escaso) y material micáceo, en hileras orientadas o como sericita (se advierte entonces una esquistosidad de fractura). El conjunto es equigranular y los granos pueden recrystalizar, presentándose entonces los bordes indentados. Como accesorios hay turmalina y circón.

1.3.1.2 Bancos potentes de cuarcita (O_{12}^2)

Definiendo el sinclinal de Rececende y el de Villadrid, en el techo de la serie cuarzopelítica se encuentran bancos potentes y continuos de cuarcita de 40 a 50 m. de potencia.

Son cuarcitas generalmente muy compactas de color blanquecino y/o amarillento, que dan un resalte morfológico muy acentuado. En algunos puntos

se observa una intercalación de pizarras que separa este tramo en dos bancos.

Las cuarcitas presentan textura blastosamítica, estando constituidas por clastos equigranulares de cuarzo angulosos de hasta 0,4 mm. de diámetro, de bordes recrystalizados y con sericita intersticial. Hay escasos clastos de feldespato potásico, plagioclasa y numerosos accesorios del tipo de la turmalina, circón y rutilo. Hay opacos ferruginosos penetrando por superficies de debilidad.

1.3.1.3 Ordovícico Medio y Superior (O₂₋₃)

Se encuentran distribuidas en la Hoja con características análogas al Ordovícico Inferior.

El contacto en su base es concordante, pasándose de una forma clara de las cuarcitas a pizarras.

En general son pizarras oscuras y negras con intercalaciones de areniscas. En la base las pizarras son negras y tienen débiles intercalaciones de areniscas, y escasos niveles ferruginosos. Los tramos siguientes son de pizarras oscuras y negras con alternancias poco potentes de areniscas finas.

Dentro de este tramo está comprendida una intercalación de areniscas cuarcíticas (T) interestratificadas con pizarras de color gris oscuro, que varía sensiblemente en la proporción de arenisca y pizarra tanto horizontal como verticalmente.

Petrográficamente son pizarras y filitas como las descritas anteriormente, que suelen ser grafitosas por lo general, con intercalaciones de grano muy fino o de abundante matriz pelítica.

1.4 SILURICO

En la presente Hoja únicamente está representado en el cuadrante II, constituyendo el núcleo del anticlinal de Rececende. Este período es el techo de la serie estratigráfica.

En general el contacto en su base es concordante, aunque a lo largo del flanco occidental está tectonizado. Su potencia se puede estimar en 100-120 m.

Litológicamente se compone en su mayor parte de pizarras de color gris oscuro y negras, con intercalaciones arenosas, que tanto hacia el techo como a su base son más abundantes.

Las areniscas (T) situadas en su base son de grano fino y color gris y están alternando con pizarras oscuras. Generalmente presentan escasa potencia, aunque en la zona situada más al N. adquieren mayor desarrollo y la fracción pelítica es muy escasa.

Se continúa la serie con las pizarras gris oscuro y negras, frecuentemente son ampelíticas y en ocasiones contienen fauna. Esta, durante el presente trabajo, ha sido clasificada por GOMEZ NOGUEROLES:

Monograptus sp, de edad Gotlandés. *Monograptus halli*, BARR y *Monograptus mocoyi*, LAPN, de edad Llandovery-Tarannon (zona 21-22 E.-O.).

Retiolites geinitzianus, BARR, de edad Tarannon-Wenlock (zona 23-26 E.-O.).

Monograptus priodon, BRONN y *Monograptus dubius*, SUESS, de edad Wenlock (zona 26-29 E.-O.).

La clasificación implica que estos niveles ampelíticos son compresivos, quedando por encima sólo niveles superiores del Silúrico.

En niveles superiores se han encontrado tallos de crinoideos, que han sido clasificados como posible Gotlandés, sin descartar la posibilidad de que puedan corresponder a un nivel más alto.

Petrográficamente, las filitas son semejantes a todas las anteriores. Las cuarcitas son de clastos subredondeados, heterogranulares, con extinción ondulante por lo general y de tamaño superior a 1,7 mm. Hay escasos fragmentos de roca (pizarras) y turmalinas detríticas muy fracturadas.

La matriz es de cuarzo de grano fino, clorita y escasa sericita orientadas. Hay abundante mineral de hierro intersticial irregularmente repartido.

Las filitas, grafitosas, pueden incluir cuarzos de 0,3 mm. de diámetro, a veces con morfología ígnea reconocible, y están constituidas por material arcilloso o cuarzo arcilloso.

1.5 CUATERNARIO (Q, QAI, QE)

Existe un recubrimiento general en toda la Hoja para el que el proceso de formación principal es el de remoción «in situ» QE, que ha originado en zonas determinadas un recubrimiento considerable.

En la mayoría de los casos ha sido omitido en la cartografía por no considerarse de suficiente importancia.

La red fluvial, en la mayoría de la Hoja está encajada, no aportando generalmente depósitos aluviales (QAI).

Sin embargo, donde la topografía ha sido propicia se han depositado sedimentos Q, que participan de estos procesos.

2 TECTONICA

Los materiales de la presente Hoja están afectados por diferentes fases de deformación herciniana. No se ha podido probar la existencia de deformaciones anteriores para estos materiales.

Está caracterizada esta zona por la presencia de pliegues tumbados con vergencia al E. o SE., que corresponden a una primera fase (F_1) con desarrollo de esquistosidad de flujo (S_1). Tras ésta tuvo lugar una nueva fase (F_2), de deformación herciniana, que da lugar a la formación de cabalgamientos; a

continuación otra (F_3), suave, que daría pliegues laxos sin esquistosidad. Por último, deformaciones tardías producen crenulación y «kink-band». En etapas posteriores de distensión tendría lugar una fracturación en general de dirección NO.-SE.

2.1 PRIMERA FASE

Se evidencia por una marcada esquistosidad de flujo, generalmente subhorizontal o de poco buzamiento; solamente en la zona SE. tiene lugar una tendencia a la verticalización debido a la acción de las fases posteriores.

En la zona estudiada es donde mejor representada se encuentra esta primera fase hercínica del NO. de España, ya que las fases posteriores no parecen tener gran intensidad, así como tampoco el metamorfismo.

Las grandes estructuras

Son en general pliegues estrechos de gran longitud, con ejes inclinados aproximadamente 12° al S. Posteriormente están ondulados por la tercera fase, dando un arco que gira hacia el O. y SO. y se corta por el macizo de la Togiza. A esta fase corresponden las formas de: Villamea (anticlinal), Rececende (sinclinal), Villaseca (anticlinal), así como sus prolongaciones giradas en el otro flanco del sinclinal de tercera fase: Villamar (falso sinclinal), Cabarcos (falso anticlinal) y Mayor (falso sinclinal); así como los de Villanueva de Lorenzana (falso sinclinal), Condomina, que se prolongaría por las calizas de Vegadeo, en el N. del Pico Pena de Boca (falso anticlinal) y San Lorenzo (falso sinclinal). Los macropliegues de esta fase se deducen de la observación cartográfica, no observándose en el campo más que mesoestructuras; ejemplo de éstas son las que se observan en una antigua cantera en la carretera de Mondoñedo a Lindin (Km. 55; $X = 303.609$; $Y = 985.393$, y al E. de Moirón).

2.2 SEGUNDA FASE

En el segundo cuadrante, en el sinclinal de Rececende, aparecen una serie de cobijaduras o cabalgamientos que se supone deben corresponder a una segunda fase cuyo desarrollo regional parece estar probado, MARCOS (1973).

La edad de esta segunda fase es muy problemática y podría corresponder: a movimientos póstumos de la primera fase, o bien ser el principio de la tercera, o la forma de presentarse la tercera en zonas de condiciones propicias para el desarrollo de este tipo de tectónica. No obstante, se supone una segunda fase, ya que durante la F_1 , los materiales estarían muy plásticos y no tendría lugar este tipo de deformación, y tampoco debe corresponder a la F_3 , ya que los planos de fractura y la esquistosidad están verticalizados y ello debe atribuirse precisamente a la acción de esa F_3 .

2.3 TERCERA FASE

Como anteriormente se dijo, afecta a la primera fase y por tanto es la responsable de la mayor parte de las estructuras que se deducen de la observación de la cartografía actual.

La intensidad de esta fase decrece hacia el E. Tiene su máximo efecto en las Hojas más occidentales y en la presente se manifiesta por la formación de pliegues de suave curvatura del plano axial vertical, es responsable de la aparición de falsas formas y de los flancos invertidos, al abombar los pliegues de primera fase.

No se observa el desarrollo de estructuras menores que puedan pertenecer a esta fase.

2.4 DEFORMACIONES TARDIAS

Dentro de este apartado consideramos todas las deformaciones posteriores a la F_3 , para las que podemos suponer que los materiales han perdido la plasticidad y responden mediante mecanismos de fractura.

En diversos puntos de la Hoja, preferentemente situados en la zona oriental, se observan crenulaciones y «Kink». Son franjas muy estrechas y tienen escaso desarrollo longitudinal.

En el flanco O. del pliegue sinclinal de Rececende, en el contacto del Ordovícico-Silúrico, se encuentra «Kink» en distintos puntos de su recorrido.

Generalmente, los planos axiales de los «Kink» son subhorizontales o de poco buzamiento, y son muy escasos los que se presentan algo verticalizados.

Estas deformaciones pueden estar relacionadas con las manifestaciones tardías de la orogenia Hercínica.

Posteriormente tiene lugar una deformación que se manifiesta por fracturas con dirección N. 50° O. a N. 60° O., en general con fallas normales y algunas con algún desplazamiento de rumbo. Estos movimientos corresponderían a los últimos efectos de la orogenia en la presente Hoja.

2.5 OBSERVACIONES MICROTECTONICAS

Se desarrolla a escala regional una esquistosidad (S_1) de plano axial definida por moscovita, clorita y esporádicamente biotita. Es de flujo en los materiales pelítico y semipelítico o cuando el metamorfismo es más importante y llega a ser de fractura en las litologías más areniscas o en casos de metamorfismo muy somero (pizarras).

En relación con ella crecen principalmente los minerales del metamorfismo, como se describirán más adelante.

Va asociada a pliegues visibles microscópicamente de tipo isoclinal y en

general es subparalela a la S_0 , manifiesta por bandeo litológico. Ocasionalmente, sin embargo, se ha observado ortogonal a la misma y también hay casos de transposición tectónica de la S_0 .

Es muy frecuente encontrar dicha esquistosidad crenulada, «Kinkada» o con un desarrollo de S_2 de fractura que origina ocasionalmente «Strain-Slip».

La usual segregación de venas de cuarzo, es o bien afectada por la S_1 o bien tardía con respecto a la misma. En el primer caso no se ha encontrado esquistosidad acompañante que permita suponer claramente una fase anterior. Sin embargo, el amplio desarrollo de cloritoblastos preesquistosos, sugieren un comienzo de las condiciones metamórficas, precursoras de dicha fase. Por otra parte, la orientación de dichas cloritas no parece en todos los casos paralela a la S_0 , lo que sugiere para algunos autores (MARTINEZ GARCIA, comunicación personal) el desarrollo de una fase tectónica anterior, de la cual apuntamos aquí una posibilidad.

2.6 RELACIONES BLASTESIS-DEFORMACION

La biotita, salvo en contadas ocasiones en que toma parte en la foliación, se desarrolla en fenoblastos asociados a una mesostasis filítica.

Son generalmente cristales xenomorfos, poikilíticos de cuarzo que puede definir una lineación interna concordante o no con la esquistosidad; ocasionalmente es ligeramente sigmoide. Los blastos deforman suavemente la esquistosidad que incluyen y manifiestan colas de presión de cuarzo asimétricas. Se trata en definitiva de porfidoblastos ligeramente posteriores a la esquistosidad, pero asimismo afectados por ella.

El granate se presenta en poikiloblastos xenomorfos, por lo general que incluyen y deforman a la vez la esquistosidad, que se alargan con ella o se sobrepone a la misma alcanzando un mayor idiomorfismo. Se trata, pues, en definitiva, de una blastesis sin a tardiesquistosa, semejante a la biotita.

El cloritoide es generalmente prismático, idiomorfo, de pequeño tamaño, o alcanza un mayor desarrollo, se macla y se presenta en prismas subidiomorfos. Está relacionado en su crecimiento tanto con la fase 1 como con la 2; disponiéndose, en el primer caso, longitudinalmente a la S_1 , y en el segundo llega a ser postesquistoso, se trata entonces de prismas más pequeños e idiomorfos.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la Hoja está comprendida en la del NO. de la Península. Consta de un gran período de sedimentación desde el Precámbrico hasta el Silúrico, con escasas perturbaciones en la cuenca. Todos estos ma-

teriales depositados, más tarde son afectados por movimientos orogénicos, metamorfismo e intrusión de rocas graníticas.

3.1 PRECAMBRICO

Los materiales más antiguos que hay dentro de la Hoja corresponden a la serie de Villalba, que según varios autores están datados como Precámbrico Superior, WALTER (1966), MATTE (1968), CAPDEVILA (1969).

Es una serie fundamentalmente pelítica, con finos aportes terrígenos, dando una alternancia de areniscas y pelitas. Esto nos indica un ambiente alejado de la costa con pequeñas variaciones de la energía.

3.2 CAMBRICO

El Cámbrico comienza con una elevación general de la cuenca, y pasa a tener ambiente de plataforma. Las cuarcitas de Cándana inferior son sedimentos inmaduros, de carácter conglomerático, de un medio de nivel alto de energía, de rápida decantación y de ambiente somero.

Para la deposición de las pizarras de Cándana, la cuenca puede haber sufrido una subsidencia, y el medio de sedimentación es más profundo. Presenta intercalaciones de potentes tramos calizos lentejonares, cuya recrystalización no permite deducir sus condiciones genéticas, pero dadas las características del ambiente sedimentario general de las calizas se pueden haber sedimentado en aguas someras.

A continuación se depositaron los materiales de la cuarcita de Cándana superior, que son de unas características similares a las inferiores, únicamente que los aportes de materiales pelíticos son más abundantes.

Aun dentro del Cámbrico Inferior, se depositaron las capas de tránsito, puede implicar una pequeña subsidencia de la cuenca, aunque no muy acentuada, pues el régimen sedimentario es parecido al anterior, aunque se puede suponer algo más profundo.

A techo pasan a facies pizarrosas y margosas, precursoras de la sedimentación de las calizas de Vegadeo.

Como hemos indicado, la recrystalización de estos materiales calcáreos no permiten el reconocimiento de sus características primitivas de depósito. Únicamente por comparación con la zona Cantábrica puede admitirse una sedimentación en medio somero (ZAMARREÑO, JULIVERT, 1967; MEER MOHR, 1969; ZAMARREÑO, 1972, en MARCOS, 1973).

La presencia de intercalaciones de niveles conglomeráticos y las diferencias de grano que hay dentro de esta misma serie, nos indica que para estos tiempos la cuenca debía recibir distintos impulsos que implicaron esta variación de facies, que generalmente son de escasa importancia.

Se continúa la sedimentación para el Cámbrico Medio y Superior encima

de las calizas de Vegadeo, y presenta análogas características al infrayacente de las calizas. En los tramos más superiores comienzan a tener intercalaciones arenosas, pasando de una forma insensible a las capas de una alternancia de pizarras y cuarcitas ($CA_{2-3}-O_{12}^1$) Cámbrico Medio Superior y Ordovícico Inferior.

En el seno de estas capas podemos suponer se realiza el tránsito del Cámbrico al Ordovícico en un momento que, dadas las características de la facies, resulta prácticamente imposible determinar.

3.3 ORDOVICICO

De una forma continuada y progresiva se pasa de la alternancia de pizarras con láminas de areniscas a un tramo constituido por alternancia de pizarras y areniscas; éstas pueden alcanzar mucho mayor desarrollo, y pasan a techo a bancos de cuarcitas continuas. Estos tramos constituirían el Ordovícico Inferior, que son de un ambiente somero, culminando con facies típicas de plataforma próximas al litoral.

El Ordovícico Medio y Superior comienza con una subsidencia de la cuenca, deposición de materiales pelíticos (gris oscuro) y samíticos (frecuentemente con sulfuros de hierro) que implicaría un medio tranquilo.

3.4 SILURICO

Comienza con una alternancia de areniscas y pizarras, generalmente de muy poca potencia. Se continúa la sedimentación con un paquete de pizarras oscuras y ampelitas con fauna (ya citada anteriormente). Los niveles ampelíticos próximos a la base son pisos comprensivos, quedando la mayoría de la serie para el Silúrico alto, sin descartar la posibilidad de la presencia de un posible Devónico.

Las características del ambiente sedimentario son análogas a las del anterior Ordovícico Medio y Superior: Un medio de aguas tranquilas y un ambiente reductor.

3.5 OROGENIA HERCINICA

La orogenia Hercínica es la que más tarde actúa sobre todos estos materiales, como ha sido expuesto en el capítulo de tectónica, produciendo deformaciones y metamorfismo.

Posterior a F_1 y sincinemáticos a la fase tres se intruyen los granitos de dos micas. Más tarde y posterior a F_3 se intruyen los granitos y granodioritas tardías del macizo de la Togiza.

La intrusión de los filones no pueden datarse con precisión, pero al menos alguno de ellos representan las últimas manifestaciones hercínicas.

3.6 TIEMPOS POSTHERCINICOS

El dique de monzonita, situado al E. de Sasdónigas, es postorogénico, ya que no presenta ninguna deformación.

Posiblemente, durante el Terciario tiene lugar una reactivación orogénica. Se manifiesta por fallas transversales o rejuego de las preexistentes.

3.7 CUATERNARIO

Por último, durante el Cuaternario continúa la erosión de los relieves, dando un recubrimiento general y depósitos de régimen fluvial.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS METAMORFICAS

4.1.1 METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo regional en la Hoja de Mondoñedo presenta un desarrollo progresivo Este-Oeste dentro en su mayor extensión del ámbito de la epizona o estado bajo de WINKLER (1970). Se ponen en evidencia las tres subfacies de la facies de esquistos verdes barrowienses (WINKLER, 1967) definidas por la aparición de biotita y granate, respectivamente (fig. 3). Hacia el centro de la Hoja, en su extremo occidental, hay sillimanita, que es el índice metamórfico de más alto grado presente (facies de anfibolitas o estadio medio de WINKLER, 1970).

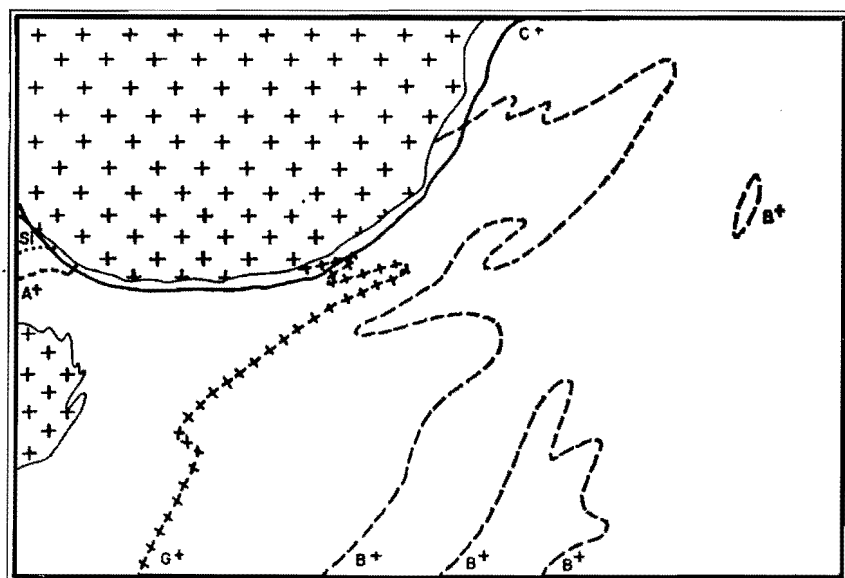
De forma esporádica y condicionado por la composición de la roca original (HOSCHECK, 1969) se observa además el cloritoide. La clorita es estable y presente en todo el dominio de la epizona.

Los minerales metamórficos se distribuyen en las siguientes paragénesis:

1. Cuarzo-moscovita-clorita $\pm$ albita.
2. Cuarzo-moscovita-clorita-cloritoide.
3. Cuarzo-moscovita-clorita $\pm$ biotita.
4. Cuarzo-moscovita-clorita $\pm$ albita-biotita-granate.
5. Cuarzo-moscovita-clorita $\pm$ albita-biotita-granate-cloritoide.
6. Cuarzo-moscovita-biotita-granate $\pm$ andalucita.
7. Cuarzo-biotita-sillimanita.

Las dos primeras corresponden a la subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita; 2 y 3 pertenecen a la de cuarzo-albita-epidota-biotita, y 5 y 6 pertenecen a la de cuarzo-albita-epidota-almandino. Por último, 7 y 8 son indicativas del

DESARROLLO DE LAS ISOGRADAS DE LA HOJA DE MONDOÑEDO



LEYENDA



Zona granítica

- (C) Isograda del metamorfismo térmico
- (B) Isograda de la biotita
- + + + + + (G) Isograda del granate
- (A) Isograda de la andalucita
- (Si) Isograda de la sillimanita

Figura 3

metamorfismo mesozonal de escasa representación en la Hoja, en la que no se ha encontrado, sin embargo, estaurilita, si bien, en la de Puentes de García Rodríguez está localizada a unos 400 m. del límite de ambas Hojas.

Dada la falta de zonas profundas aflorantes, no se puede precisar bien

las características báricas del metamorfismo; sin embargo, la aparición temprana de granate y su coexistencia con clorita apoyan unas condiciones intermedias de baja P, que coinciden con las expresadas regionalmente para Galicia nord-oriental (CAPDEVILA, 1969).

4.1.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

El macizo granítico de la Togiza origina en el encajante un metamorfismo de contacto que se desglosa en dos etapas ligadas entre sí. La primera alcanza la facies de corneanas hornbléndicas y desarrolla clorita, biotita y andalucita poikilitica en un ámbito de 1 km. a lo sumo alrededor del granito, en las litologías menos metamorfizadas; quedando enmascarado en las rocas de grado metamórfico más elevado y en este caso sólo a escasa distancia del contacto se dejan sentir los efectos de la segunda etapa. Esta, de facies corneanas de albita-epidota, produce frecuentes moscovitizaciones, sericitización de la andalucita anterior, cloritización de biotita y a mayor distancia mineralizaciones en venas de escasa importancia con adularia, clorita y epidota.

Con posterioridad a estas transformaciones es evidente, además, un esfuerzo tectónico tipo crenulación.

Los enclaves están afectados con diferente intensidad por el efecto calorífico del granito, llegando a alcanzar la facies de corneanas piroxénicas (mayor difusión de la E térmica en volúmenes menores) con desarrollo de sillimanita, cordierita, andalucita y biotita, mientras que otros apenas están transformados. Aunque no tan espectaculares como en la Hoja de Foz, se han observado fenómenos retromórficos, debidos al efecto térmico, del granate regional a sillimanita, biotita y plagioclase.

Como se ponía también en evidencia en las rocas encajantes, los fenómenos neumatolíticos son a veces muy intensos, originando verdaderos «greisen» con espectacular desarrollo de moscovitas simplectíticas.

4.2 ROCAS GRANITICAS

Cartográficamente se han separado dos intrusiones graníticas: granito de dos micas (Macizo de Monseiban) y granodioritas tardías (Macizo de la Togiza).

4.2.1 GRANITO DE DOS MICAS. MACIZO DE MONSEIBAN (dγ2)

Se encuentra situado en el tercer cuadrante, dando un resalte topográfico que pasa hacia la Hoja de Puentes de García Rodríguez (núm. 8, 07-03). Su encajante está formado por neises precámbricos de la serie de Villalba y su contacto es neto y en general la intrusión tiene lugar a favor de los planos de

esquistosidad. Los neises presentan en las proximidades del granito anfíboles en cantidad superior a zonas lejanas a ellos.

Macroscópicamente se trata de un granito generalmente moscovítico, de grano medio y con orientación tenue.

En consecuencia, este granito se considera sincinemático con la segunda fase de deformación.

Desde el punto de vista petrológico son leucogranitos de dos micas con textura granuda de grano medio, heterogranular, por lo general, hipidiomorfa.

La plagioclasa se macla generalmente albita-karlsbad y presenta hábito prismático corto a veces en cristales fragmentados, con ligera zonación. Puede incluir feldespato potásico a modo de coronas (solape en la cristalización).

El feldespato potásico es microclina xenomorfa de carácter intersticial, que incluye a la anterior.

La moscovita en grandes láminas o agregados, a los que se asocia por los planos de exfoliación la biotita.

Se ha observado sinneusis en plagioclasa y en crecimientos simplectíticos muy groseros en algunos extremos de láminas de moscovita con cuarzo.

El cuarzo en agregados.

Los accesorios más frecuentes son el apatito, y en ocasiones hay berilo, turmalina y circón.

Se han observado fenómenos de «greisen» en el interior del granito.

Y facies aplíticas que puede ser facies marginal con escasa mica y feldespato potásico muy tardío.

4.2.2 GRANODIORITAS TARDIAS $\left[\begin{smallmatrix} b \\ c\gamma\eta \end{smallmatrix} \right]^2, \begin{smallmatrix} b \\ c_2\gamma \end{smallmatrix}^2$

Englobamos bajo esta denominación al Macizo de la Togiza, formado por adamellititas biotíticas y granitos de dos micas. Su adscripción al grupo de las granodioritas tardías se hace merced a los datos petrográficos-composicionales reseñados posteriormente y a la evolución tectono-estructural de los macizos graníticos dentro del Noroeste peninsular.

En efecto, esta serie calcoalcalina, definida fundamentalmente por CAPDEVILA (1969) para adamellititas biotíticas en sentido estricto, presenta ligeras variaciones composicionales desde la zona occidental gallega en donde encajan bien todas sus características, a la oriental en donde se presentan caracteres yuxtapuestos con los granitos de dos micas (en general, tienen biotita±moscovita, feldespato alcalino en altas proporciones, es decir, FK/plag≈1, ausencia de gabarros, etc.).

Es un macizo subredondeado, del que en la presente Hoja sólo afloran unos 110 km² correspondientes a la parte meridional del mismo; tiene un relieve acentuado con valles encajados en la denominada «Penillanura gallega» de altitud aproximada 700 m.

Se sitúa en las proximidades del núcleo de la estructura denominada «Pliegue tumbado de Mondoñedo», MATTE (1968). Corta de forma neta, tanto a la estructura citada como a las de las Fases posteriores, aunque está afectado por deformaciones tardihercínicas.

El contacto con los materiales precámbricos y paleozoicos del encajante es intrusivo y subvertical. No se observan, sin embargo, orientaciones fluidales en los bordes, de desarrollo acusado en otras intrusiones de granodioritas tardías, Hojas de Coruña y San Salvador de Serantes, que confirmaban la forma cilíndrica de la intrusión, debido probablemente a que en la zona externa del presente batolito esté constituida por un granito (s.l.) de textura y composición ligeramente diferente como posteriormente se verá.

Dentro del plutón se observan numerosos enclaves metamórficos, concentrados sobre todo en la parte central, de materiales arenoso-pelíticos carbonatados y néisicos del encajante en distribución irregular, afectados por efectos sobre todo térmicos, que impiden una reconstrucción siquiera parcial de la probable dirección de las estructuras.

La edad del emplazamiento es posterior a las principales deformaciones hercínicas y corta a las isogradas del metamorfismo, por lo que se considera tardía. Dataciones radiométricas realizadas en Galicia Nord-oriental por CAPDEVILA et VIALETTE (1969), dan una edad absoluta de 260 m.a. edad, que coincide con otras dataciones realizadas por otros autores en Galicia Occidental y Portugal, PRIEM et al. (1967) y que confirma lo anteriormente expuesto.

La facies común de las granodioritas tardías (${}^b_{c-2}\gamma^2$) es una roca que casi siempre aflora en forma de berrocal; es de grano grueso, con cuarzo, megacristales de feldespato prismático de 1 a 5 cm. y grandes biotitas, dibujando cartográficamente una forma concéntrica de gran radio en el centro del plutón. Los megacristales de feldespato tienen en la mayoría de los casos un aspecto rosado.

Estas facies se diferencian de las de los bordes (${}^b_{c-2}\gamma^2$) que aparecen al E. y S. principalmente por ser en éstos menor el tamaño de grano por la presencia de moscovita y por la disminución progresiva de la biotita. El paso de unas a otras es gradual y de muy difícil delimitación.

Los gabarros de gran profusión en otros macizos pertenecientes al grupo de granitos de la serie calcoalcalina, CAPDEVILA (1969), son poco frecuentes, aunque se han detectado sobre todo al E. en la prolongación meridional de la zona de enclaves.

Los granitos de grano fino FA son diferenciaciones magmáticas ligadas a estructuras de retracción debidas probablemente al enfriamiento de la cúpula granítica, en este caso diaclasas, que se manifiestan sobre todo en el centro y norte de la Hoja, con una dirección aproximada N.-S. Naturalmente serían diaclasas primarias anteriores a los dos sistemas tardihercínicos que cruzan la granodiorita.

Se ha observado puntualmente en el centro del macizo un pequeño afloramiento de granitos orbiculares con agregados de cristales de feldespato de gran tamaño (10 cm.) en una «matriz» cuarzo-feldespática-biotítica de grano medio, asimilable a la facies adamellítica.

Los filones de cuarzo son muy escasos y en los bordes del Plutón se manifestó en algún caso la presencia de diques tipo pegmatítico de poca importancia.

Petrográficamente se trata de un granito muy homogéneo de textura granuda, hipidiomorfa a panxenomorfa, grano grueso heterogranular.

Los minerales presentan las siguientes peculiaridades:

El cuarzo principal constituye formas de tendencia globular y se dispone en agregados: de pequeño tamaño, a veces incluido en plagioclasa y reticular en escasa proporción.

El feldespato potásico está en grandes cristales tabulares de bordes, por lo general irregulares, a veces zonados, maclados «Karlsbad» y albita-periclina.

Tiene pertitas en «String», «venas» y «patches» de albita. Incluye pequeñas tábulas de plagioclasa, biotita y cuarzo.

La plagioclasa (oligoclasa), hipidiomorfa se dispone en sinneusis, está por lo general parcheada (hasta An_{35} núcleos), y evidencia en algunos casos un zonado residual. En facies de borde es más ácida (hasta An_9) y tardía (incluye feldespato potásico).

Hay una segunda generación albitica, fundamentalmente caracterizando a la zona marginal oriental del cuerpo granítico causante de las transformaciones de la anterior y que se distribuye intersticial entre los feldespatos en agregados de grano fino.

La biotita en grupos incluye por lo general el apatito, circón y los escasos opacos; es marrón muy oscuro, en ocasiones algo rojiza, se transforma a biotita verde y clorita.

El granate incluido en los anteriores minerales es rosado de pequeño tamaño, frecuentemente fracturado y retromórfico a micas (biotita) y/o epidota.

La moscovita se presenta en láminas xenomorfas y cribosas sobreimpuestas frecuentemente al feldespato potásico, también periférica a la biotita con opacos interfoliares.

La turmalina, en cristales esqueléticos, escasísima, es de color azul.

El circón, frecuentemente incluido en biotita (halos pleocroicos) y también dispersos, incluso en cuarzo.

El apatito, en pequeños prismas, por lo general en biotita.

Los granitos, de grano fino, presentan textura granuda, panxenomorfa, a menudo micrográfica, y grano fino.

El feldespato potásico se presenta en cristales prismáticos de hábito corto con macla de «Karlsbad» y albita-periclina, incluyendo cuarzoes dihexáedricos. Con mayor frecuencia es una microclina totalmente anhedral, ameboide, in-

tercreciendo groseramente con cuarzo o incluyéndolo, como también a pequeñas plagioclasas.

La plagioclasea, heterogranular, zonada en los individuos mayores, puede incluir pequeños feldespatos potásicos y cuarzo o intercrecer con este último. Se trata de albita oligoclasea.

El cuarzo suele ser globular; incluido en los minerales anteriores puede encontrarse, asimismo, con pequeños feldespatos potásicos.

La mica más frecuente es la biotita, generalmente única, en pequeñas laminillas de hábito muy alargado.

Cuando hay moscovita (en algún caso exclusivo) se dispone en láminas tardías.

Como accesorios hay apatito, circón y opacos.

Conclusiones sobre el macizo de la Togiza

Se observa, en resumen, una primitiva secuencia de cristalización plagioclasea-biotita-granate-apatito-circón, una segunda de cuarzo-feldespato potásico, principalmente blástica y, por último, una tercera etapa submagmática de albita moscovita.

La relación feldespato potásico/plagioclasea es aproximadamente igual a 1, excepcionalmente algo inferior, es decir, se trata de granitos B o monzogranitos según la IUGS, Subcomisión de the Systematics of Igneous Rocks (1973).

La primera y segunda paragénesis alcanza a todo el macizo, la tercera queda reflejada por su diferente intensidad en la cartografía y es consecuencia de la acumulación de volátiles en la zona de cúpula del «stock». La erosión posterior induce la actual posición aureolar.

4.3 ROCAS FILONIANAS

La mayor parte de los filones de la Hoja se encuentran ligados de una forma u otra al macizo de la Togiza. Ya se indicó, entonces, la presencia de diques de cuarzo, granitos de grano fino.

4.3.1 DIQUES DE CUARZO (Q)

Fuera del macizo existe algún dique de cuarzo que rellena fracturas tardi-hercínicas de dirección N-110 E. Tanto dentro del macizo como fuera el cuarzo es muy puro, sin presentar mineralización alguna.

4.3.2 DIQUES MONZONITICOS (F_μ)

Al S. de Sasdónigas, con dirección N.-S., aflora un dique de 1 km. de longitud aproximadamente y unos 15 m. de anchura de diabasas monzoníticas, que se presenta en forma de grandes bolos de color verdoso. El dique es

cortante, no presentando aparentemente esquistosidad ni deformación alguna, por lo que ha de considerarse como posthercínico.

La textura es subofítica y está constituida por hornblenda marrón subidioromorfa, generalmente intersticial respecto a la plagioclasa, que a veces adquiere un desacostumbrado desarrollo. La plagioclasa (andesina), en prismas automorfos zonados, constituyen la trama principal y frecuentemente están rodeados por una corona de granófono (cuarzo + feldespato potásico y/o albita) entrecrecidos. Hay además biotita frecuentemente cloritizada.

Como accesorios están largos apatitos, epidotas, allanita, esfena y opacos.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Existen varias explotaciones principales de cantería que están en activo hoy día. También han existido labores de minería, pero en la actualidad están abandonadas.

5.1 CANTERAS

Adquiere mayor importancia la explotación de calizas que se utilizan preferentemente para cal, cemento, abonos, firmes de carretera, marmolería y ornamentación. Las canteras más importantes son las situadas en las zonas próximas a Mondoñedo, Villanueva de Lorenzana y las de Sasdónigas, debido tal vez a la facilidad de las comunicaciones. Los materiales extraídos son preferentemente las calizas de Vegadeo y en menor cantidad las intercalaciones potentes de caliza de las pizarras de Cándana.

Dada la escasez de rocas carbonatadas que hay hacia el O. gallego, estas calizas adquieren gran importancia.

Dentro de la Hoja existen otros afloramientos de caliza que por su volumen puede ser interesante su explotación: Santa María la Mayor y los situados en el valle del río Baus, al SO. de este mismo pueblo.

Asimismo, en la corrida intermitente de calizas de Vegadeo que parte de Riotorto hasta Lorenzana existen zonas con posibilidades, pero en casi todos los casos no son afloramientos superficiales de gran desarrollo.

Para la explotación de estos yacimientos existe la dificultad general de la red viaria, que no es propicia para el tipo de transporte necesario, de ahí que las que actualmente están en activo se sitúan próximos a las redes principales (como ya se dijo anteriormente).

Repartidas por toda la Hoja existen gran cantidad de labores de cantería, que se usan de una forma intermitente, únicamente para satisfacer las necesidades locales. Se emplean pizarras, cuarcitas y calizas, utilizándolas para la construcción y firmes de carretera.

En Cándana intermedia se están explotando pizarras para techar en Santo-

juana. Dentro de esta serie ha habido otras explotaciones de cierta envergadura, como las de Xemil, hoy día abandonadas.

5.2 MINERIA

En los materiales del Ordovícico y en las pizarras de Cándana se han encontrado en diversos puntos labores de minería abandonados y todas ellas han sido para beneficiar minerales de hierro.

Los yacimientos que han laborado en las pizarras de Cándana, suelen situarse generalmente próximos a la intercalación de calizas y todos ellos son de escasa importancia. También se han encontrado indicios próximos a las calizas de Vegadeo de escaso desarrollo.

Los minerales que más frecuentemente se encuentran son goetitas y oligisto con alteraciones a limonita.

En Puente Nuevo es donde han existido las mayores labores de la Hoja. Están situadas en el tramo inferior de las cuarcitas en bancos continuos.

La presencia de oolitos de hierro, indicando una génesis sedimentaria, muy factiblemente se correspondería con el desarrollo de pequeñas áreas en la cuenca donde se acumularon los oolitos. Por las observaciones llevadas a cabo en los puntos que han tenido interés estas explotaciones es posible que en algunos de ellos la concentración mineral sea debida a efectos tectónicos posteriores.

En el Ordovícico Medio y Superior también hay puntos donde se ha laborado, son de estos mismos minerales y están también próximos a las cuarcitas en bancos continuos y posiblemente la génesis es análoga a la anterior. Estas concentraciones de mineral de hierro son frecuentes en este piso del Ordovícico en Galicia, por lo que es factible hacia el S. localizar masas mineralizadas. Los yacimientos que se han encontrado en la presente Hoja son de muy escaso desarrollo y están abandonados.

Por otra parte, dentro de las calizas de Vegadeo, al norte de Villanueva de Lorenzana, existieron explotaciones de barita, según filones centimétricos. Asimismo se han observado indicios de manganeso en pequeños niveles generalmente alterados, de escala centimétrica, en la serie de Tránsito, situado en camino que parte del Km. 30 hacia el N. de la carretera de Mondoñedo a Villalba.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Las rocas de origen sedimentario, como ya hemos descrito anteriormente, presentan un intenso replegamiento y fracturación. Tienen un predominio muy acusado de materiales arcilloso-pelíticos y los materiales arenosos, generalmente de grano medio, presentan gran proporción de material arcilloso en su matriz.

Todas estas características implican unas condiciones desfavorables

para la circulación y retención de las aguas. Únicamente se aprovechan las aguas superficiales y las escasas fuentes que proceden de la percolación a favor de la fracturación.

Los niveles calizos de Cándana y Vegadeo, dada su composición, son propicios para la circulación de aguas (karstificación), como ya ha podido observarse en un karst abandonado en la «Cueva del Rey Centolo», donde el nivel acuífero ha quedado más profundo.

Los depósitos cuaternarios de Mondoñedo y Lorenzana son zonas propicias para la acumulación de aguas en sus niveles, procedentes de las aguas superficiales y las que circulan por los planos de fracturación, así como los procedentes de las descargas libres de los acuíferos definidos por las calizas de Vegadeo.

En las rocas de origen ígneo (Macizo de la Togiza y Monseiban) el aprovechamiento se limita al de aguas superficiales, las de circulación a favor de la fracturación y filones, quedando algunas zonas restringidas en donde el recubrimiento (lenm granítico) pueden acumularlas.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ MENENDEZ, J. M.; ARCE DUARTE, J. M.; FERNANDEZ TOMAS, J., y LOPEZ GARCIA, M. J. (en prensa).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 23 (07-04), Puentes de García Rodríguez». *Publicaciones del IGME*, Madrid.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le métamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galicie. Nord-orientale». (NO. de l'Espagne). *Universite de Montpellier*. These doctoral, pág. 1-430.
- CAPDEVILA ET VIALETTE (1965).—«Premieres mesures d'age absolu effectuées par la méthode au strontium sur les granites et des micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 9, 260, pp. 5.081-5.083.
- FOLK, R. L. (1954).—«The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature». *J. Geol.*, 62, pp. 344-59.
- GREENSMITH (1971).—«Petrology of the sedimentary rocks». *Thomas Murby & Co.*, London.
- HOSCHEK, G. (1969).—«The Stability of Staurotide and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks». *Contrib. Mineral Petrol.*, 22, pp. 208-32.
- JULIVERT, M. (1974).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja E. 1:50.000, núm. 27 (11-04). Tineo». *Publicaciones del IGME*, Madrid (en prensa).
- LOTZE, F. (1970).—«El Cámbrico de España». *Memoria del IGME*, tomo 75, pp. 139-161, Madrid.

- MARCOS, A. (1973).—«Las series del Paleozoico inferior y la estructura Herciniana del occidente de Asturias (NO de España)». *Trabajos de Geología*, núm. 6, Fac. de Cienc. Univ. de Oviedo.
- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgination Hercynienne de Galice». *These doctoral. Lab. Geol. de la Fac. de Sciences Grenobles*. Fas. 44, pp. 1-123.
- McBRIDE, E. F. (1963).—«A classification of common sandstone». *J. Sediment. Petrol.*, 33, pp. 664-669.
- PETTIJOHN, J. P. (1957).—«Sedimentary rocks». *Harper and Brothers*, 2.^a edición, 1 vol. 788 pp. New York.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H. and HEBEDA, E. H. (1967).—«Isotopic age determinations on granitic rocks in northern Portugal». *Geol. en Mijnbouw*, vol. 46, pp. 369-373.
- WALTER, R. (1965).—«Die unterschiedliche Entwicklung des Alt Paläozoikums östlich und westlich des Kristallins von Vivero Lugo (Nordwest-Spain)». *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Stuttgart.
- (1966).—«Resultados de investigaciones geológicas en el Noreste de la provincia de Lugo (NO. España)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, 89, pp. 7-16.
- (1968).—«Die Geologie in nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien)». *Geotekt. Forsch.*, Stuttgart.
- WINKLER, H. G. F. (1967).—«Petrogenesis of metamorphic rocks». *Springer-Verlag. New York Inc. Library of Congress Catalog Card. Number*, 67, pp. 28-351.
- (1970).—«Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage and of a classification based on Isograds in Common Rocks». *N. Jb. M. Miner. Mh. Jg.*, Fas. 8, pp. 189-248.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«La litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona Cantábrica (NO. España) y su distribución paleogeográfica». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, núm. 5, Oviedo.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA