



IGME

44

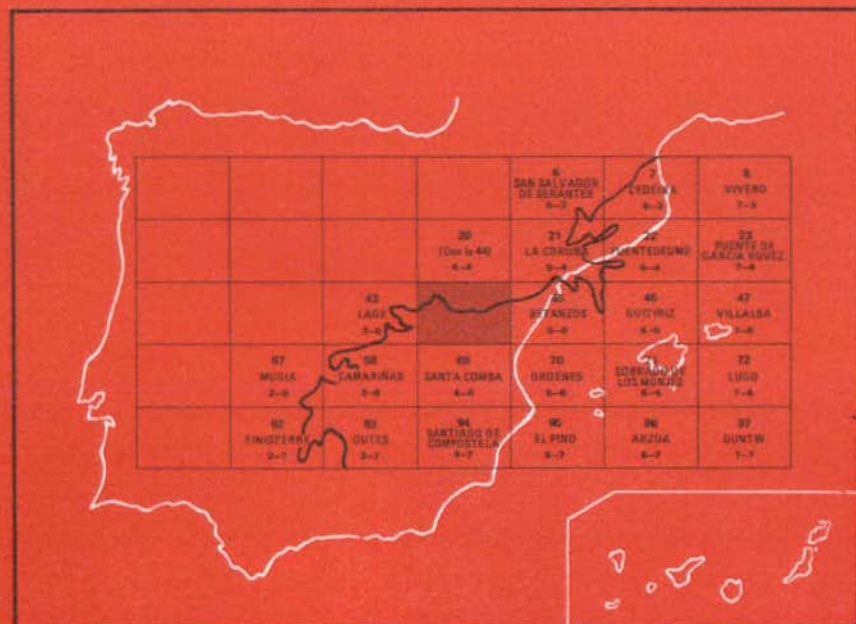
4-5

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SISARGAS CARBALLO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SISARGAS CARBALLO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por IBERGASA dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Cartografía y Memoria: J.L. Alonso Alonso y J.C. González González

Petrología microscópica y Memoria: M.J. López García

Supervisión IGME: A. Huerga Rodríguez

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

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

Depósito Legal: M - 10790-1982

Imprime ADOSA - Príncipe de Vergara, 210 - Madrid-2

INTRODUCCION

La presente Hoja se encuentra localizada al SÓ de la provincia de La Coruña (NO de España).

Desde el punto de vista geológico pertenece a la zona centro-ibérica, según la división en zonas establecida por JULIVERT, M. et al. (1972).

Como es conocido, la zona centro-ibérica se caracteriza por un gran desarrollo de metamorfismo y granitización hercinianos, así como por la presencia en su mitad septentrional de varios macizos básicos de forma redondeada (Cabo Ortegal, Ordenes, Lalín, Morais y Braganza) y una zona con algunas características similares a los macizos básicos, pero de forma alargada (fosa blastomilonítica de DEN TEX y FLOOR, 1967). El significado geológico de los macizos básicos y la "Fosa blastomilonítica" es objeto de una larga polémica, habiendo sido interpretados de diferentes maneras, tanto desde el punto de vista petrológico (ARPS et al., 1977), (MARTINEZ GARCIA, E. et al., 1975) como estructural (MATE y RIBERTO, 1967) (RIES Y SCHAKLETON, 1971) (ANTHONIOZ y FERRAGNE, 1978).

Esta Hoja comprende parte de la "Fosa blastomilonítica" y del Macizo de Ordenes, así como dos unidades situadas en el espacio intermedio: una

zona sinformal bordeada de rocas básicas, descrita por primera vez en el presente trabajo, denominada Sinclinal de Pazos y una exterior y subyacente a todas estas unidades que contienen rocas básicas —“Fosa blastomilonítica”, Sinclinal de Pazos y Macizo de Ordenes— que se denominó Zona Periférica del Macizo de Ordenes.

Dos de los rasgos más característicos de la zona estudiada son la formación de una foliación milonítica durante la Fase I y la intrusión de rocas básicas y ultrabásicas, algunas de ellas catazonales de alta presión, afectadas por la primera fase de deformación.

En base a rasgos estructurales y petrográficos se han diferenciado dos dominios: Dominio de la “Fosa blastomilonítica” y Dominio de Ordenes-Pazos.

En el núcleo del antiforme, que separa los sinformes de Ordenes y Pazos, aparece una estrecha banda de metasedimentos que como se mencionó anteriormente corresponde al Dominio de la Zona Periférica del Macizo de Ordenes.

Dominio de Ordenes-Pazos

Comprende los materiales situados por encima de los gneises alcalinos en los sinformes de Ordenes y Pazos. A estos gneises alcalinos blastomiloníticos con intrusiones de anfibolitas y retroeclogitas se superpone una serie predominantemente esquistosa con intrusiones de anfibolitas en su parte basal y algunas escasas intercalaciones de cuarcitas carbonosas. La serie esquistosa presenta un metamorfismo más alto en la parte NE del Macizo de Ordenes que en la parte S y W de este mismo macizo y Sinclinal de Pazos.

Desde el punto de vista estructural se caracteriza este dominio por la presencia de pliegues de Fase III subverticales (Sinforme de Ordenes).

Dominio Periférico del Macizo de Ordenes

Está constituido por los metasedimentos del núcleo anticlinal de Perrol-Monte Neme que separa los sinformes de Ordenes y Pazos. Este dominio junto con el de Ordenes-Pazos, se caracteriza estructuralmente por la presencia de pliegues de Fase III subverticales (Sinforme de Pazos, Anticlinal de Perrol-Monte Neme, y parte occidental del Sinforme de Ordenes).

Dominio de la Fosa Blastomilonítica

Incluye los ortogneises y esquistos situados al W de la falla de Molinos de Celán. Desde el punto de vista estructural se caracteriza por la gran

abundancia de pliegues de Fase II a nivel mesoscópico, así como de pliegues de Fase III, subhorizontales.

La geomorfología viene condicionada por la litología y la tectónica, observándose una intensa fracturación y un basculamiento al N, que trastocó completamente la red fluvial miocena. Esto dio lugar a que los ríos sean asimétricos y tengan generalmente dirección ONO-ESE. El río más importante que drena la zona es el Allones en el que la casi totalidad de los afluentes proceden de la parte izquierda.

Morfológicamente se distinguen:

- Un relieve que llega a los 600 m situado en el ángulo SE que corresponde a la granodiorita precoz.

- Una parte central ocupada por anfibolitas y serie de Ordenes, de relieve relativamente llano y que forma parte de una superficie muy degradada por la red fluvial actual.

- Relieves de la parte N y occidental, orientados según la directriz hercínica NE–SO de composición granítica de cota inferior a los 400 m y entre los que destaca Monte Neme.

BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954) denominaron a la superficie de erosión por debajo de esta última cota, "Superficie Fundamental".

Las fallas tardihercínicas ONO–ESE parecen ser las responsables del trazado de costa.

Existen estudios geológicos sobre esta zona y proximidades entre los que destacan principalmente los de la Escuela de Leyden:

WARNAARS, F.W. (1967); DEN TEX, E. (1966); KONING, H. (1966); VOGEL, D.E. (1966); FLOOR, P. (1966, 1970); CAPDEVILA, R. et FLOOR, P. (1970); RIES, A.C. y SCHACKLETON (1971); MATTE, P. et CAPDEVILA, R. (1978); VAN ZUUREN, A. (1969); ARPS, C.E.S. et al. (1977); COLLEE, A.L.G. (1964); GEVL, J.J.C. (1964).

Supuso un importante avance en el conocimiento de la zona la Hoja de Sisargas-Carballo a escala 1:50.000 realizada por MARTIN CARDOSO, G. et al. (1953) publicada y supervisada por el I.G.M.E.

En el aspecto minero sobresales dentro del Plan Nacional de Minería las investigaciones realizadas en los proyectos Carballo-Noceda-Santa Comba; Monte Neme; Corcoesto y Carballo-Monte Castelo.

En la realización de esta Hoja se ha contado con el último Proyecto Minero citado, realizado por IBERGESA.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 INTRODUCCION

Si exceptuamos algunas pequeñas cuencas morfotectónicas recientes con terrenos terciarios y cuaternarios, el resto de los materiales que afloran en la Hoja han sido afectados por la Orogenia Hercínica y son en su mayor parte cuerpos intrusivos hercínicos o prehercínicos. Además, gran parte de los metasedimentos son migmatitas y gneises de alto grado, siendo el resto sucesiones predominantemente esquistosas, con escaso contraste litológico; por lo que poco puede decirse de la estratigrafía de los terrenos antehercínicos, sobre todo cuando debido a la intensa deformación y metamorfismo no se conservan fósiles ni estructuras sedimentarias que pudieran constituir criterios de polaridad.

Se describen a continuación los metasedimentos de los diferentes dominios, así como el Terciario y Cuaternario.

1.2 DOMINIO DE ORDENES—PAZOS

1.2.1 Serie de Ordenes

Se sitúa a ambos lados de la banda ortoanfibolítica Bazar-Carballo, teniendo un mayor desarrollo al E de la misma. Hacia el S se estrecha debido al macizo de gabros de Monte Castelo y a la granodiorita precoz.

La banda de metasedimentos situada al W, entre los gneises alcalinos y las anfibolitas consiste fundamentalmente en esquistos monótonos con sills de anfibolitas intercalados. En la parte basal junto a los citados gneises se dispone una pequeña franja de esquistos albíticos. Se ha localizado un nivel de cuarcitas negras semejantes a las encontradas en el Sinclinal de Pazos. Capas negras de tipo ftanitas han sido citadas en el otro flanco del Sinforme de Ordenes, en la Hoja de La Coruña.

Los esquistos situados al E de las anfibolitas de Carballo son también bastante uniformes, aunque con un grado mayor de metamorfismo sobre todo en la mitad N. En la parte más alta de la serie, cerca de la granodiorita precoz de La Silva aparecen capas cuarzo-feldespáticas que posiblemente representen metaareniscas.

La Serie de Ordenes es muy similar a la de Pazos. Consiste en una serie de esquistos constantes, albíticos en la base, con alguna capa de cuarcitas negras y situadas sobre gneises alcalinos. Las capas de metaareniscas de

Ordenes son términos muy altos que no tienen equivalente en la sucesión, menos potente de Pazos.

Presenta una esquistosidad de flujo S_1 , dando una foliación muy marcada.

Los materiales de esta serie, ocupan junto a la granodiorita precoz casi toda la zona oriental. Dan un relieve relativamente llano, siendo la sedimentación bastante monótona y potente, constituida sobre todo por grauvacas y pelitas metamorizadas, de aspecto pardo grisáceo, con biotitas orientadas y tamaño de grano que varía de medio a fino. Son frecuentes las venillas de cuarzo. Debido al carácter principalmente esquistoso de la serie, y al elevado metamorfismo de la parte N, no es posible su correlación con la misma serie descrita en el otro flanco del sinforme por MONTESERIN, V y POMPA, F. (1975) a la que dan un origen tipo flysch. Es por ello por lo que no se observa estratificación gradual, cruzada, ni cualquier otra estructura sedimentaria.

Los contactos con el encajante (anfíbolitas, gabros, tonalitas-cuarzodioritas y granodioritas) son mecánicos.

No parece desarrollar un metamorfismo térmico importante cerca de los contactos con el encajante (anfíbolitas, gabros, tonalitas-cuarzodioritas y granodiorita) que son mecánicos. Ello puede ser debido a que las intrusiones hayan sido de carácter "frío". No obstante sólo en algunas zonas aparecen facies de corneanas, generalmente asociadas a xenolitos de la granodiorita precoz y macizo de gabros.

1.2.2 Sinclinal de Pazos

En el núcleo del sinclinal afloran una serie de esquistos con acusada monotonía, alterada únicamente por la presencia en su base de esquistos albíticos, más abundantes hacia el NE del sinclinal. En una sección realizada desde la playa de Reja en dirección W a lo largo de la costa, se advierte un paso gradual desde la base de la serie, consistente en la progresiva pérdida de importancia de las capas albíticas respecto a las de esquistos micáceos. A escala mesoscópica se observan capas con distinto contenido en albita y capas extraordinariamente cuarcíticas de potencias muy variadas, alternando con capas exclusivamente micáceas. Hacia el núcleo del sinclinal, en el punto donde desaparecen las capas albíticas y la serie se vuelve exclusivamente micácea, aparece algunas capas finas de cuarcitas carbonosas (antiguas lilitas?).

Aunque los cristales de albita no son originales de la serie sedimentaria, ya que se trata de blastos, la variación del contenido albítico debe corres-

ponder a una característica sedimentaria original. La coexistencia de capas casi exclusivamente albíticas al lado de otras extraordinariamente cuarcíicas parece un poco absurdo para una serie sedimentaria normal. Aparte de estas características, el carácter progresivo de la serie hacia el núcleo del sinclinal, y la presencia de alguna capa de cuarcitas carbonosas al techo, que también son unas anomalías en medio de una serie monótona de esquistos micáceos, nos induce a pensar en la posibilidad de una serie original de tobas y cenizas volcánicas con cherts de origen volcánico al techo de la secuencia. En la serie esquistosa se presentan algunos tramas carbonosos.

También afloran en el Sinclinal de Pazos una serie intercalada entre los gneises alcalinos que alcanzan el mar en playa Rías. Esta sucesión está constituida fundamentalmente por esquistos, con capas cuarcíicas en las zonas de transición a gneises alcalinos. Hemos localizado un nivel de cuarcitas carbonosas de 1 m de potencia en playa Rías.

1.3 DOMINIO PERIFERICO DEL MACIZO DE ORDENES (PC—Se)

Está reducido a una estrecha franja situada entre los gneises alcalinos de los sinformes de Ordenes y Pazos. Aunque hay abundante desarrollo de migmatitas e intrusiones de granitos alcalinos hercínicos, en la parte occidental se reconoce claramente una serie esquistosa y metaareniscas intercaladas.

1.4 DOMINIO DE LA "FOSA BLASTOMILONITICA" (PC—Se_A)

Situadas entre las bandas de ortogneises afloran bandas de cuarzo esquistos y gneises, en general albíticos. El establecimiento de la sucesión estratigráfica requiere un estudio estructural muy detallado que sobrepasa el objetivo del presente trabajo.

1.5 TERCIARIO (T_{C1-2}^{Bb-B})

Se encuentra representado al NO de Laracha, ocupando una zona llana de pequeña extensión, asociado a una falla tardía de dirección WNW—ESE.

Constituye pues una cuenca morfotectónica terciaria de edad Neógena Superior, de profundidad superior a los 40 m, dentro de la Serie de Ordenes

formada por migmatitas y gneises plagioclásicos. El contacto con éstos al N, es tectónico siendo al S discordante gradual.

Se distinguen de techo a muro dos niveles de potencia similar, comprendida entre 15 y 20 m:

a) Nivel ocre predominantemente arcillo-arcósico con cantillos de cuarzo angulosos milimétricos dispersos. Hacia el muro toma un color pardo-verde oscuro, feldespático y más oscuro. También se diferencia un tramo decimétrico conglomerático.

b) Nivel gris de facies arenisco-arcillosa. Hacia el techo abunda la arenisca, de tonos amarillentos, en superficie y que contiene la mayor parte de restos vegetales que se disponen de forma discontinua en antiguas superficies de deposición. Se observan troncos de incluso 1 m de diámetro y que corresponden a coníferas.

A muro, este nivel gris se hace más arcilloso, moldeable, de grano muy fino y con algún resto vegetal.

La arenisca es de grano medio con abundantes cantillos y cantos de cuarzo angulosos y dispersos, que han sufrido poco transporte.

Debido a la génesis de la cuenca se observa cierta removilización con datos anómalos de dirección y buzamiento. La forma del estrato suele ser tabular e irregular con cambios laterales frecuentes. FONOLLA, F. (1978) da a esta cuenca la edad Mioceno Medio-Plioceno, según estudio palinológico realizado en la misma.

1.6 CUATERNARIO (QD, QC1—P, QAI, QL, QM)

Presenta poco desarrollo, siendo los depósitos costeros y fluviales los más importantes.

En la costa, destaca morfológicamente el contraste de acantilados y de plazas alargadas, de arena fina y blanca como las de Baldayo, Barrañán y Malpica.

En la anteplaya de Baldayo aparece una laguna tipo marisma, alimentada con aportes que dejan varios arroyos y que se mezclan con los depósitos de arena marinos, procedentes de las dunas costeras de dimensiones inferiores a los 6 m y fijadas por la vegetación.

Al E de la playa de Baldayo aparece sobre facies graníticas una terraza marina de 20 a 35 cm de potencia, subhorizontal, constituida por cantos aplanados de cuarzo y de granito gneísico. Los voids están formados por cuarzoes milimétricos subredondeados. A techo se sitúa un nivel concordante de 1-3 m de potencia de cuarzoes milimétricos y costras ferruginosas. Encima

se dispone a veces un coluvión bastante homogéneo erosionado en parte por paleocanales de material heterométrico sobre el que se dispone un suelo fosilizado por las dunas costeras de pequeñas dimensiones.

Los depósitos aluviales son poco importantes, excepto los de los ríos Allones y Rosende.

En las facies básicas erosionadas suele haber pequeños recubrimientos aluviales ricos en ilmenita.

Los derrubios de ladera están restringidos a las inmediaciones de la cumbre de Monte Neme.

2 PETROLOGIA

2.1 INTRODUCCION

Vamos a dividir este apartado en dos partes, una primera dedicada a las rocas de origen magmático, comenzando por describir las prehercínicas para pasar a continuación a las hercínicas y un segundo apartado, dedicado a los metasedimentos. Algunas rocas de origen dudoso (gneises alcalinos del Dominio de Ordenes-Pazos) los incluimos en el primer apartado, aunque pueden proceder de tobas riolíticas. Los gabros por su edad incierta los colocamos en un apartado exclusivo, dentro de la primera parte. El significado geológico de las rocas descritas a continuación se discutirá en el apartado de historia geológica.

2.2 DOMINIO DE ORDENES—PAZOS (PC—S)

2.2.1 Serie de Ordenes

Está constituida por gneises plagioclásicos generalmente con granate y a veces con sillimanita que aparecen geográficamente entre los gabros de Barranán y el límite oriental de la Hoja. Más ocasional se ha observado al Este de Carballo. Además existe estauroлита hacia el borde Noroccidental y esquistos moscovíticos en la parte meridional de la serie.

Los afloramientos son escasos y están generalmente en malas condiciones por lo que no ha sido posible efectuar un muestreo más detallado que

permitiera observar mayores detalles sobre el desarrollo metamórfico de la serie en esta Hoja, de todas formas bastante monótona.

En líneas generales se puede señalar una polaridad metamórfica hacia el Norte. Hay grado bajo en los esquistos moscovíticos del SW; una gran impresión metamórfica en cuanto a los gneises con granate que deben señalar en su mayor parte el grado medio puesto en evidencia ya de cierto con la presencia de estauroлита, de todas formas muy localizada, y por último un tránsito hacia el grado alto y condiciones migmatíticas que señala la aparición de sillimanita, sin que pueda decirse que llegue a condiciones muy evolucionadas.

Es de destacar también, la aparición de rocas de contacto con cordierita y sillimanita atribuibles a los gabros de Oza. La andalucita también presente es probable pueda ser asimilada al metamorfismo regional que evoluciona hacia el Norte hasta las migmatitas situadas al E de Punta Monte de los Hoyos.

2.2.1.1 *Esquistos moscovíticos*

Constan de cuarzo, moscovita y clorita como minerales esenciales, mientras que hay a veces plagioclasa accesoría además de circón y opacos.

Texturalmente aparece una distribución mineralógica bandeada con lechos de cuarzo y otros micáceos con láminas diablásticas.

2.2.1.2 *Gneises plagioclásicos*

Constituyen el grueso de la serie en esta Hoja. Están constituidos por plagioclasa, cuarzo, biotita y moscovita en proporción variables. Hay además granate, a veces sillimanita y en contadas ocasiones estauroлита y andalucita, y como accesorios se presentan apatito, circón, opacos y turmalina.

La textura es granolepidoblástica frecuentemente de grano fino, a veces medio. Las micas, esencialmente biotita suelen estar dispersas y bien orientadas. Estructuralmente se han observado a veces micropliegues o bien una segunda esquistosidad escasamente penetrativa impuesta a la principal y también crenulación. Ocasionalmente hay síntomas de cataclisis o milonitización relacionados con la fracturación ONO—ESE.

El cuarzo se segrega frecuentemente en venas y lentejones. La plagioclasa está a veces zonada o bien presenta mirmekitas (generalmente en rocas con sillimanita).

La biotita aunque usualmente dispersa también puede constituir finas hileras.

La moscovita es muy variada; puede encontrarse en haces o agregados fusiformes que incluyen sillimanita, también se presenta en láminas de aspecto tardío, que a veces son poikiloblásticas. Una tercera posibilidad poco frecuente es que se encuentre orientada.

El granate suele ser de pequeño tamaño, puede estar incluido en plagioclasa y es frecuente que presente bordes corroídos y transformación periférica a biotita.

La sillimanita está incluida en la moscovita.

Las escasas muestras con estauroлита señalan este mineral similar al granate y ambos incluidos en andalucita quien suele formar poikiloblastos orientados.

Además ya se ha señalado que en las facies de contacto con los gabros hay corneanas que a veces, pero no siempre, conservan un carácter bandeado y orientado con cordierita y sillimanita.

2.2.2 Gneises alcalinos (PC-S_{gn})

También se presentan en el Complejo de Agualada y al O de Cayon.

Se presentan en la base del sinclinal de Pazos y en una banda que constituye el borde O del macizo de Ordenes. Aunque constitutivamente tienen la misma composición que los ortogneises de la fosa, tienen unas características diferenciales consistentes en un bandeo paralelo a la foliación milonítica, formada por capas con composición diferente, unas muy cuarcíticas que parecen incompatibles con un origen orto, otras son exclusivamente cuarzo feldespático y otras muy micáceas; existiendo todos los pasos graduales entre unas y otras. Presentan también intercalación de esquistos que parecen aumentar su importancia hacia el N. En la banda que bordea el Macizo de Ordenes también existen intercalaciones esquistosas pero no son expresables cartográficamente ya que se trata de pequeñas capas. En el Macizo de Agualada el tránsito entre las sucesiones esquistosas es tan gradual que es muy subjetivo su trazado en cartografía.

En definitiva parece que estas rocas presentan caracteres originales sedimentarios por lo cual pensamos que tal vez puedan representar tobas riolíticas. Su origen volcánico ha sido sugerido por algunos autores.

2.2.2.1 Descripción petrológica

Son rocas de grano fino, muy recrystalizadas con esporádicos cristales de tamaño más grueso. Están bastante estructuradas y presentan frecuentemente fracturación transversal y deformación del cuarzo.

La albita se macla con ley de Karslbád y tiene forma equidimensional, o bien bastante alargada.

El feldespato K es microclina y puede estar residual de grano medio, en agregados de granos finos y poligonales o bien intersticial, respecto a la albita. También puede llegar a estar ausente.

El cuarzo en lantejones e irregulares bandas puede estar granulado y ondulante por la 2ª deformación.

Las micas se disponen en hileras discontinuas siendo generalmente, la biotita accesoria.

La epidota, pistacita con núcleos de allanita, se sitúa en prismas orientados, asociada a la moscovita.

La esfena puede estar incluida en albita y puede tener núcleos de rutilo. A veces se dispone en cortas hileras o agregados.

Los granates pueden ser esqueléticos o hipidiomorfos, agruparse o bien estar dispersos y tienen por lo general la superficie más limpia que los "ortogneises". A veces se transforman parcialmente a biotita y epidota. Otros accesorios son apatito y circón.

Se trata de blastomilonitas cuarzo feldespáticas en estrecha relación con los "ortogneises". Queda sin embargo un tanto indecisa su naturaleza pre-tectónica. Por un lado constituyen cartográficamente un cuerpo bien diferenciable de los anteriores ortogneises, por otra parte hay en éstos intercalaciones de estas mismas rocas. Tienen generalmente dos feldespatos, aunque en ocasiones el K es estrictamente accesorio y mineralógicamente son semejantes a los ortogneises, distinguiéndose principalmente de éstos por su estructura y un cierto carácter menos micáceo, no totalmente generalizado. Además, su aspecto cartográfico es muy distinto.

En consecuencia, sólo podemos decir con certeza que han sufrido los mismos episodios hercánicos, tectónicos y metamórficos que los ortogneises y que su mineralogía corresponde bastante bien con la de una roca ígnea ácida, no descartándose la posibilidad de una génesis ultrametamórfica.

2.2.3 Gneises alcalinos de Cayón

Aparecen según bandas estrechas, de potencia comprendida entre 10 cm y 30 m, concordantes con la dirección de las estructuras hercánicas.

Estos niveles de gneises alcalinos afloran desde Cayón hacia el SO donde o bien desaparecen o son recubiertos por el cuaternario de Baldayo, que son digeridos de forma irregular por el granito cataclástico con megacrístales.

Generalmente se presenta como un gneis alcalino de grano medio, de dos micas con estructura bandeada, cataclástica y a veces la deformación es

tan intensa que se observa aspecto milonítico. Suele tener glándulas de feldespato de hasta 10 cm, fracturadas y dispersas; sin embargo en el puerto de Leira se encuentran en la playa unas facies con bandeo leuco y melanocrático de 2-10 cm plegado. Las bandas máficas de mayor potencia, contienen estas glándulas feldespáticas orientadas.

En el contacto de estos gneises alcalinos con el granito catablástico se localiza no siempre un nivel de 5-8 cm de espesor, microplegado, constituido por cuarzo esquistado alterado. En otros casos tan sólo se observa un enriquecimiento en biotita del granito.

Están deformados por la Fase I que da orientación de minerales y por la Fase II que le deforma conjuntamente con el granito, dando pliegues de plano axial buzando al O que se ponen de manifiesto claramente por plegar a S_1 . Paralelo al plano axial de los pliegues de la Fase III, aparecen planos de fallas con salto decimétrico.

La interpretación petrogenética de estos gneises alcalinos presenta dificultades debido a la recrystalización metamórfica y deformación hercínica que borra las posibles texturas primitivas. No obstante, parece tener cierta posibilidad el origen metavulcánico, que la aparición de un bandeo leucomelanocrático con glándulas dispersas, siendo muy evidente en el Puerto de Leira. En la zona de Agalada se han dado clastos de albita y golfos de corrosión de cuarzo, lo que apunta hacia este origen metavulcánico de composición riolítica. No obstante, dada la ambigüedad de criterios texturales y la composición cuarzo-feldespática, cualquiera de las otras hipótesis expuestas por A. APARICIO et al. (1975); pudieran ser válidas.

Afloran cartográficamente en largos lentejones entre las migmatitas al NE de Baldayo.

Se componen de feldespato K, plagioclasa y dos micas con apatito, circón y opacos accesorios. La textura cataclástica está a veces obliterada por micropliegues posteriores.

El feldespato K constituye fenocristales residuales en una mesostasis de grano fino. Es peritítico y maclado con ley de Karlsbad y albita-periclina.

La plagioclasa es frecuentemente mirmekítica, mientras que la biotita se dispone en hileras o agregados. El cuarzo puede estar segregado en venas y la moscovita es claramente tardía.

2.3 ESQUISTOS ALBITICOS DEL DOMINIO DE LA FOSA BLASTOMILONITICA (PC-Se_A)

Se han dividido por su situación tectónica en esquistos de la "fosa" intercalados entre ortogneises y los del sinclinal de Pazos. No tienen diferen-

cias petrográficas fundamentales entre sí salvo el grado metamórfico que aumenta "grosso modo" en dirección Este-Oeste.

Existen tipos puramente esquistosos, sin albita, que aumenta progresivamente hasta hacerse francamente importante en proporción. Por eso se pueden clasificar en tres tipos: a) esquistos generalmente con cloritoide y turmalina situados en el sinforme de Pazos; b) esquistos con albita y generalmente granate, bastante generalizado y c) gneises albiticos, también granatíferos, estos predominantemente en la "fosa".

Las paragénesis minerales observadas son las siguientes:

Clorita—(Turmalina)—(Epidota)

Clorita—Biotita—(Turmalina)—(Epidota)

Biotita—(Epidota)

Cloritoide—Clorita—(Turmalina)

Cloritoide—Granate—(Turmalina)

Granate—(Epidota)—(Rutilo)

Granate—Clorita—(Epidota)—(Turmalina)

—Granate—Clorita—Biotita—(Epidota)—(Turmalina)

Granate—Biotita—(Epidota)—(Rutilo)—(Turmalina)

Granate—Sillimanita—Biotita—(¿Feldespatos K?)

Sillimanita—Biotita—(Feldespatos K)

Andalucita—Granate—Biotita—(Turmalina)

Los minerales entre paréntesis, son accesorios de especial significación en estas rocas.

Como se deduce de la lista anterior, se trata de asociaciones metamórficas de grado bajo, salvo las dos asociaciones con sillimanita que apuntan a un grado medio-alto. Dado que el granate es un mineral de gran campo de estabilidad y que la "albita" queda definida aquí en un sentido amplio ya que no se ha efectuado ninguna medida de precisión para determinar la especie mineral, no se descarta la posibilidad de una mesozona enmascarada que enlazara las asociaciones anteriores.

La última asociación enumerada con andalucita, es muy probablemente debida al metamorfismo térmico de los granitos de Monte-Neme.

Estructuralmente se observa una esquistosidad residual en microlitos de la principal y una serie de esfuerzos posteriores de diversa naturaleza e intensidad.

La primera esquistosidad está muy obliterada debido a la enorme plasticidad de estas rocas, pero su presencia es bastante frecuente.

El carácter blastomilonítico de la segunda se pone en evidencia en la neta diferenciación en lechos de cuarzo y micas y la morfología de éste en granos mosaicos y acintados.

Posteriormente se observa un microplegamiento muy agudo en los esquistos que parece ser coetáneo con una deformación de tipo más frágil (cataclástico) en los gneises albiticos. Además son muy frecuentes las crenulaciones.

La textura es granolepidoblástica o bien porfidograno-lepidoblástica, cuando hay albita.

La mineralogía es la siguiente: cuarzo y moscovita siempre como esenciales. Albita, granate y cloritoide, a veces esenciales y de especial significado en estas rocas. Las micas acompañantes de la moscovita son clorita y biotita, y los accesorios son rutilo, epidota, apatito y opacos, circón y allanita, esfena.

Cuarzo y moscovita se individualizan bien en bandas. El cuarzo suele ser en mosaico y alargado reflejando la historia tectónica de la roca. La moscovita tiene una gran cristalinidad.

La albita es poikiloblástica y xenomorfa con lineaciones internas frecuentemente sigmoides. La morfología externa puede ser redondeada, ameboide o bien ovalada (cerca de las anfíbolitas).

El granate salvo escasas excepciones es de pequeño tamaño, hipidomorfo, fracturado y parcialmente transformado en clorita. Está incluido en albita y muestra coronas idiomorfas de recrecimiento.

El cloritoide tiene intenso pleocroísmo azulado y se dispone en prismas muy largos orientados con la esquistosidad.

La epidota es pistacita, a veces con núcleos de allanita y se presenta en primas de pequeño tamaño que suelen estar orientados con la esquistosidad principal e incluidos a veces en la albita.

El rutilo en pequeños granos redondeados, puede igual que la esfena estar incluidos en la albita. Aparece con mayor frecuencia en los esquistos de la "fosa" y la esfena es muy esporádica.

El apatito tiene una abundancia y tamaño fuera de lo usual.

Por último, el circón es bastante escaso, y la sillimanita presente en dos muestras es fibrolita incluida en moscovita.

Turmalina idiomorfa de color verde o marrón amarillento y clorita en agregados dispersos entre la moscovita.

2.4 DOMINIO PERIFERICO DEL MACIZO DE ORDENES. ESQUISTOS ALBITICOS Y METAARENISCAS (PC-Se)

Han sido descritos conjuntamente con el Dominio de la "fosa blastomilonítica".

2.5 CORNUBIANITAS (ESQUISTOS Y GNEISES PLAGIOCLASICOS) (K₂)

2.5.1 Introducción

Están representadas en el macizo de gabros Monte Castelo y granodiorita precoz, si bien es posible que muchos de los xenolitos no considerados como corneanas presentan al menos un incipiente metamorfismo de contacto, sobre todo los situados dentro y en los bordes de los macizos graníticos y básicos.

Tienen dimensiones variables, dando siempre formas alargadas según la esquistosidad principal que desarrollan y buzando en general hacia el E.

Aparecen en campo como gneises con estructura ligeramente bandeada en los que se suele observar el granate. Suelen estar muy alterados en la mayor parte de los afloramientos, perdiéndose en parte su estructura. Los esquistos son menos frecuentes que las facies gneísicas.

Corresponden generalmente a corneanas plagioclásicas con granate, y textura granoblástica o bandeada.

La presencia de estos xenolitos en los gabros, parecen ser la causa de la contaminación de éstos, dando gabros con biotita y granate.

2.5.2 Descripción petrológica

Los enclaves muestran en algunos casos evidencias de transformación térmica, siendo en otros análogos a las rocas de caja del complejo. Entre estos últimos se encuentran anfíbolitas granatíferas con biotita y rutilo y gneises plagioclásicos granatíferos con rutilo pseudomorfizado por esfena y probablemente retromórficos de granulitas.

Los del primer tipo presentan texturas granoblásticas y son de composición sedimentaria, probablemente grauwáquica. Suelen estar constituidos por agregados de plagioclasa con cuarzo intersticial, gruesos granates y láminas de biotita tardía. Además, en la Hoja de Santa Comba (04-06) se ha observado hiperstena siendo sustituida por agregados de anfíbol y cordierita.

Otros enclaves son más micáceos es decir, con una mayor cantidad de biotita situada en irregulares lechos. Y además, de granate como en el caso anterior, parcialmente retromórfico a micas, se ha observado en la Hoja de Santa Comba la neoformación de sillimanita a expensas de biotita y una pequeña cantidad de espinela verde incluida en la plagioclasa.

Consecuentemente con lo que se acaba de describir se considera que estos enclaves han sido afectados por unas condiciones térmicas de facies corneanas piroxénicas, con temperaturas superiores a los 700°C.

2.6 MIGMATITAS (Ψ^2)

2.6.1 Introducción

Se sitúan siguiendo las estructuras hercínicas, asociadas al granito cataclástico de dos micas y con frecuencia plegadas por la Fase III.

Son facies generalmente muy evolucionadas (predominantemente graníticas) con hiladas biotíticas. El melanosoma suele estar constituido por gneises y cuarzoeskistos, de grano fino y textura esquistosa.

Intercalados en las migmatitas situadas al E de Punta Monte de los Hoyos aparecen niveles más competentes de granito brechificado. Así mismo, asociadas a las anteriores migmatitas afloran enclaves de anfibolitas compactas de color verde oscuro con potencia desde 0,5 hasta 6 m, a veces alteradas y mineralizadas con sulfuros.

La migmatización tuvo lugar en la interfase I-II.

2.6.2 Descripción petrológica

Se observan diversas estructuras algunas típicamente gneísicas, incluso esquistosas, otras ya oftalmíticas con un mayor desarrollo de la plagioclasa y por último una serie de facies granitoides con ambos feldespatos, grano fino y marcada orientación.

Mineralógicamente existen también tipos diferentes.

En primer lugar, como minerales esenciales aparecen: cuarzo y biotita con granate y sillimanita definidores del grado metamórfico. La moscovita parece secundaria de la sillimanita, no hay feldespato K y el granate es residual (grano medio y criboso). Accesorios son el apatito, circon y opacos.

Puede además aparecer plagioclasa que en algunos casos adquiere un desarrollo que la destaca de la mesostasis y hay ya entonces feldespato K en escasa proporción. Las micas se distribuyen en lechos y los granates son ya aquí de pequeño tamaño.

Los granitoides son como ya se ha dicho de grano fino con algún esporádico cristal de tamaño mayor. El feldespato K puede tener cuarzós gráficos, finas pertitas y se macla según leyes de Karlsbad y albíta-periclina. Las plagioclasas tienen una leve zonación y las micas están bien orientadas en hileras.

Como accesorios aparecen apatito a veces aciculares, circón y opacos.

2.7 RETROGRANULITAS (Γ^{1-2})

Están representadas por un xenolito de forma alargada, situado en el macizo básico de Monte Castelo, de potencia reducida.

Petrológicamente es un gneis granatífero retromorfizado de color gris oscuro-verde, con bandeo cuarcítico, muy alterado y textura esquistosa. La composición mineralógica es cuarzo-feldespática con glándulas de cuarzo que alternan con capas de granate, cuarzo, feldespato y clorita, principalmente. El granate es almandino y el rutilo se encuentra como esencial y accesorio. Presenta deformación con crenulación.

Parecen corresponder a condiciones profundas de metamorfismo regional que posteriormente fueron retromorfizadas.

2.8 ORTOGNEIS DE LA FOSA ($\gamma\zeta$ m.b)

2.8.1 Introducción

Se presenta en la fosa blastomilonítica en forma de largas bandas con apariencia de formaciones sedimentarias, por el intenso estiramiento producido durante la Fase I. Tienen textura generalmente blastomilonítica, con una deformación más débil en el centro de la banda que se observa fundamentalmente en Malpica.

2.8.2 Descripción petrológica

Son granitos porfídicos probablemente de una serie calcoalcalina que han sufrido los mismos eventos que los paragneises que lleva asociados, tanto tectónicos como metamórficos.

Por eso, presentan diversos grados de milonitización y recristalización (Fase II) y las fases más tardías se ponen bien en evidencia en cataclisis de algunas blastomilonitas.

La mineralogía inicial de la roca se reajusta a las condiciones metamórficas reinantes y da lugar a una paragénesis similar a las para rocas intercaladas, es decir, de albita, epidota, granate con rutilo y esfena como minerales titanados.

Existe abundante moscovitización tardía de la época de descomposición, que frecuentemente se orienta igual que la roca de la que refleja su asociación con el suceso tectónico que estamos describiendo.

Mineralógicamente están constituidos por cuarzo, feldespato K, plagioclasa, granate, epidota, biotita, moscovita, como minerales esenciales y rutilo, esfena, allanita, turmalina, apatito, circón monacita (?) como accesorios.

El feldespato K se presenta en fenocristales de bordes erosionados y superficie agrietada, con extinción ondulante e intensamente pertitzados. El maclado es de ley albíta-periclina. También y producto de la erosión de los anteriores hay en proporción variable pequeñas microclinas en agregados.

La plagioclasa más primitiva es de tipo oligoclasa con maclas polisintéticas e intensa saussuritización. En los casos de recristalización más completa se observa un mineral tipo albíta de forma redondeada y tamaño medio con macla Karlsbad o sin maclar y con frecuentes inclusiones de cuarzo en gotas. En los casos intermedios, la albíta constituye agregados de grano fino.

El cuarzo, en conjuntos lentejonares señalando claramente la tectónica de la roca.

El granate es anubarrado y de pequeño tamaño. Forma conjuntos arro-sariados o bien bordea la biotita. Va asociado espacialmente a la albíta y micas. Puede tener formas esqueléticas por la competencia de crecimiento mineral o los bordes transformándose a biotita. Es un mineral de neofor-mación metamórfica que a veces está incluido en la albíta y del mismo significado que el de las para-rocas.

La epidota es pistacita prismática de pequeño tamaño, con núcleos de allanita. Está asociada a las micas, especialmente moscovita y frecuen-temente está orientada.

La moscovita es muy abundante y está dispersa y orientada, o bien en lechos o agregados. Constituye un mineral tardío quizá en relación con la distensión de la fase.

La biotita compone cortas hileras o se asocia con la moscovita en los agregados.

El rutilo es muy escaso y la esfena está en diminutos y abundantes cristales sobre los agregados micáceos. El resto de los accesorios es muy esporádico y escaso.

Las texturas varían de cataclásticas a blastomiloníticas, conservando generalmente el carácter glandular del feldespato K.

2.9 ORTOGNEISES PERALCALINOS (γ SA)

Están constituidos por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol como minerales esenciales. La textura que presentan es milonítica.

Aparece cuarzo semifluidal y feldespatos que pueden estar fracturados. Albitas generalmente, de tamaño superior a la microclina, y ambos con un elevado grado de xenomorfismo. La albita tiene maclas sencillas y puede incluir cuarzo en gotas, feldespato potásico y esfenas, así como pequeños máficos. El feldespato K tiene algunas finas pertitas. Hay gruesas allanitas parcialmente metamórficas y la esfena es abundante y de alta birrefringencia. La biotita es de color verde intenso a veces algo azulado. Existe un pequeño mineral rojo entre la biotita, incluido en la albita o alrededor de la allanita, que puede ser astrofilita. Se observa un granate muy fracturado, de gran interés petrológico pero muy escaso.

2.10 ROCAS BASICAS Y ULTRABASICAS (ζA^{1-2} , σO^{1-2} , $M\theta^{1-2}$, E^{1-2})

2.10.1 Intruducción

Forman parte del Macizo de Ordenes y constituyen una orla que recorre la zona desde Barrañán hasta la Hoja de Santa Comba al S por donde continúa hacia Santiago de Compostela. Estos complejos básicos-ultrabásicos, bordean a la cuenca de Ordenes y están constituidos principalmente por anfibolitas epidóticas y/o granatíferas, metagabros pegmatoides de grano grueso, gabros, metagabros y ultrabásicas (siendo las más abundantes las peridotitas serpentinizadas y piroxenitas).

2.10.2 Diferenciación de rocas anfibólicas

Dentro de los dominios de han separado los distintos tipos de anfibolitas.

2.10.2.1 *Anfibolitas de Carballo*

Afloran en la parte Central de la Hoja siendo interrumpidas al N por la granitización y migmatización de la serie palingenética. Corresponden al arco denominado por WARNAARS, F.W. (1967) "anfibolitas de Bazar".

Suelen dar un relieve suave, a veces penneplanizado.

Tienen un contacto mecánico con el encajante, excepto con los gabros de Monte Castelo que es más difuso, debido a la presencia de metagabros en el mismo y un alto grado de alteración.

Son rocas con una esquistosidad muy bien definida, siendo en general muy homogéneas, de color verde oscuro (debido al anfíbol hornblenda) con

un punteado leucocrático a veces bandeado, debido a la plagioclasa y epidota. Son de grano medio a fino, con textura granonematoblástica.

Se distinguen diferenciaciones y enclaves de estas anfibolitas al N y O de las mismas. Escasos xenolitos metamórficos alargados se encuentran en ellas y no parecen presentar metamorfismo de contacto.

A veces toman un color verde oscuro llegando a ser auténticas hornblenditas y con frecuencia presentan mineralización diseminada de sulfuros.

2.10.2.1.1 *Descripción petrológica*

Aparecen bajo la forma de una banda subparalela a la esquistosidad primaria con numerosas digitaciones que se manifiestan claramente en la zona de Ora Vella y en el borde N del "Complejo de Agualada". Se presentan también a modo de sills. Estas rocas muestran una relación intrusiva respecto a los gneises alcalinos del Complejo de Agualada, al mismo tiempo que parecen intruirse a lo largo de la falla que limita el Complejo de Agualada por el W, dando el aspecto de una envolvente anfibolítica alrededor del complejo, al mismo tiempo que se intruyen en él. Esto mismo puede apreciarse en el límite S del "Complejo" situado en la Hoja de Santa Comba. Muestran un perfecto desarrollo de esquistosidad, paralela a la que se desarrolla en las rocas prehercínicas.

Se trata de posibles basaltos toleíticos de naturaleza gabroidea que han sufrido sucesivamente varios grados metamórficos distintos. El primero superior a la subfacies de granulitas con hornblenda-granate y los siguientes de facies anfibolitas y esquistos verdes respectivamente (WARNANS, 1967). Todos estos episodios quedan impresos y más o menos relictos en estas rocas.

El metamorfismo de alto grado se pone en evidencia en asociaciones tales como hornblenda-rutilo, granates en atolón con inclusiones de rutilo y simplectitas piroxeno-plagioclasa. Rocas con tales características no son frecuentes dentro del complejo, debido en primer lugar a la adaptación parcial de los gabros primitivos a dichas condiciones y en segundo lugar a la obliteración de las mismas por los eventos posteriores.

La transformación a las condiciones metamórficas de grado medio ha sido mucho más amplia y condiciona un tipo de roca muy frecuente en este complejo que podemos denominar ortoanfibolitas y gneises anfibólicos con y sin granate. En ellas son corrientes las texturas ofíticas residuales.

Mineralógicamente están constituidas por hornblenda verde y plagioclasa en varios estados de saussuritización principalmente. Puede haber orientación mineral o no y el tamaño de grano es variable. A veces hay fracturación tardía transversal.

La hornblenda es verde con núcleos castaños, y a veces transformándose a anfíbol verde-azulado en la periferia. Está frecuentemente anubarrada por opacos puntuales.

La plagioclasa suele ser xenomorfa, zonada especialmente hacia el borde y con leyes de macla complejas, en ocasiones deformadas. La saussuritización produce frecuentes intercrecimientos simplectíticos albita-epidota. De forma accidental aparece clinopiroxeno residual en el anfíbol y biotita y granate generalmente en zonas de borde del complejo. El granate suele estar incluido en anfíbol y a veces es retromórfico a epidota.

Como elementos accesorios hay apatito, bien sea acicular incluido en los materiales principales o en prismas; ilmenita transformándose sucesivamente en rutilo y esfena y sulfuros en cubos oxidados en zonas de fractura.

Por último, puede haber cuarzo intersticial o en gotas sobre plagioclasa.

Son relativamente frecuentes las venas de albita, feldespatos K, cuarzo, epidota y clorita.

Los metagabros en facies de esquistos verdes tienen una mineralogía típica: anfíbol verde-azulado e incoloro, albita, epidota (clinozoisita y pistacita), esfena, cuarzo y clorita.

Se advierten todos los pasos intermedios de retrogradación a estas últimas condiciones y las texturas son muy variables en cuanto a grado de orientación, tamaño de grano y proporciones relativas de los minerales principales.

2.10.2.2 *Anfibolitas del sinclinal de Pazos*

Están constituidas fundamentalmente por unas bandas situadas entre los gneises alcalinos y los esquistos del núcleo del sinclinal. Presentan intercalaciones de esquistos y un perfecto desarrollo de esquistosidad paralela a la foliación milonítica de los gneises alcalinos, y a la desarrollada en los esquistos suprayacentes.

Se presentan también a modo de bandas en los gneises alcalinos infra-yacentes.

2.10.2.2.1 *Descripción petrológica*

Se presentan en lentejones o bandas cartográficas más potentes y continuas, generalmente entre los contactos paragneises-ortogneises. Se trata probablemente de antiguos gabros intruidos quizá en la misma época que la gran banda que cruza la Hoja N—S (anfibolitas de Bazar). Están siempre bastante relacionados con las retrogranulitas.

Las paragénesis de adaptación a los episodios metamórficos están en perfecta coincidencia con el resto de las litologías.

Están constituidos esencialmente por anfíbol, plagioclasa y a veces epidota y granate.

Como accesorios se presentan cuarzo, biotita, mica blanca, rutilo, esfena, apatito y opacos. Secundarios hay a veces feldespato K y clorita. Petrologicamente se distinguen las siguientes denominaciones: gneises, esquistos y otros tipos poco orientados; según la mineralogía y textura.

En los tipos más orientados se han observado idénticas fases esquistosas que en los paragneises adyacentes.

El anfíbol es bastante variable. Es bastante abundante la serie tremolita-actinolita de color verdoso a incoloro y suele ser el normal en los tipos esquistosos. Existe además una variedad hornblédica de color verde oliva que se suele dar en los gneises poco orientados y por último se observan coloraciones azuladas en las rocas más granatíferas, es decir, más estrechamente relacionadas con las "retrogranulitas".

La plagioclasa se desdobra generalmente en dos fases originándose una plagioclasa ácida tipo albita generalmente y epidota.

Esta, como acabamos de decir, procede parcialmente de la adaptación de la plagioclasa a las condiciones metamórficas. Es generalmente pistacita aunque existe también zoisita y clinozoisita. Suele disponerse en prismas orientados incluidos en anfíbol y además, en otras ocasiones, como las de presión en granate.

El granate es de pequeño tamaño, incluido en anfíbol, poiquilítico y a veces corroído. Existe además un segundo tipo de tamaño medio con inclusiones sigmoides a veces de epidota y que en ocasiones se ha observado zonado.

El cuarzo suele ser intersticial y tardío. La biotita va estrechamente asociada al anfíbol dando lugar a composiciones de tipo diorítico.

La mica blanca suele ser también tardía. Rutilo con aureolas de reacción de esfena. Por último, el apatito es relativamente infrecuente.

2.10.2.3 *Anfibolitas de la fosa*

Se presentan en bouding incluidos en los ortogneises y en los metasedimentos. Parecen tener una especial predilección por los contactos entre ortogneises y metasedimentos, posiblemente debido a que representan una heterogeneidad por donde resultaba más fácil la intrusión.

2.10.3 Ultrabásicas (σ^{1-2})

Afloran según una banda continua desde Cauces al N hasta Rabugenta al S, de potencia máxima a 1 Km, ocupando zonas de relieve deprimido, muy afectadas por la alteración debido a la baja permeabilidad de estas rocas. Se sitúa próxima al contacto occidental de las anfíbolitas epidóticas por lo que ocupan zonas basales dentro de éstas, ya que las anfíbolitas tienen esquistosidad que buza al E. Otros afloramientos de dimensiones menores se localizan en Jariña (wherlitas o peridotitas) y otra serie reducida de enclaves ultrabásicos de talcocitas, situados al E de la mencionada banda.

Según MAASKANT, P. (1970) las peridotitas con clinopiroxeno y espinela quedan restringidas a la banda de Cauces, dando para ellas una edad precámbrica. WARNAARS, F.W. (1967) considera a las wherlitas como roca ultrabásica más frecuente.

El contacto con el encajante parece mecánico, si bien no se observa claramente en el campo.

Se trata en general de piroxenitas y peridotitas, frecuentemente anfíbolitizadas y serpentinizadas. La serpentización de esta banda presenta venas finas de asbestos de varios milímetros de potencia, sobre todo al N de Piñeiro.

En sus bordes o intercalados en esta banda, hay algunos metagabros y ortoanfíbolitas.

2.10.3.1 Descripción petrológica

Se sitúan en lentejones dentro del complejo de Bazar y debido a su asociación con el mismo, su variedad petrográfica y su porcentaje más elevado de CaO y Al_2O_3 , se consideran como ultramafitas de tipo estratiforme que han sufrido los mismos eventos metamórficos que el complejo anfíbolítico a que están asociadas (WARNAARS, 1967).

Están constituidas mineralógicamente por clinopiroxenos, ortopiroxeno, olivino, a veces plagioclasa y como accesorios espinela y opacos.

Secundarios se encuentran serpentina, anfíbol, clorita, talco, carbonatos y ortoanfíbol(?).

Según la proporción de los minerales esenciales existen los siguientes tipos petrológicos: wherlitas, lertzolitas, peridotitas y piroxenitas (son clinopiroxenitas y websteritas). Las más abundantes del muestreo efectuado en esta Hoja son las peridotitas, piroxenitas y wherlitas. Además se da una gran variedad de rocas más o menos anfíbólicas y serpentínicas, resultado de las transformaciones meso y epizonales del metamorfismo hercínico, y algunos términos feldespáticos de transición a gabros.

La textura es granuda equi o heterogranular de tamaño de grano variable, a veces cataclástica.

El olivino se dispone incluido en los piroxenos y en contacto con plagioclasa desarrolla coronas simplectíticas de ortopiroxeno-espínela. A veces recrystaliza intersticial a los otros minerales.

El ortopiroxeno (broncita) constituye cristales independientes y desmezclas en el clinopiroxeno (diópsido) y suele quedar incluido en éste. Hay también desmezclas de clino en ortopiroxeno.

El anfíbol primario poiquilítico es color castaño, generalmente en escasa proporción. Los opacos son intercumulares. A veces se ha observado biotita en torno a opacos.

La espínela es marrón y verde. La primera (picotita) es más o menos idiomorfa y se encuentra incluida en olivino y ortopiroxenos. La verde (pleonasto) puede ir rodeada por el anfíbol.

2.10.4 Metagabros pegmatoides ($M\theta^{1-2}$)

Se pueden considerar como metagabros o anfíbolitas en parches con el anfíbol y la plagioclasa concentrados en grandes cristales. El contacto con las anfíbolitas epidóticas pasa por unas facies en las que predomina el anfíbol y van ligados normalmente a las ultrabásicas (especialmente piroxenitas); si bien también pueden aparecer en las anfíbolitas. Los afloramientos se disponen alargados en la dirección regional, de la esquistosidad principal.

2.10.5 Retroeclogitas (E^{1-2})

Aparecen como bandas aboudinadas incluidas en los gneises del Sinclinal de Pazos. También están presentes en una localidad de la "fosa blastomilonítica" ya citada por los autores holandeses (VAN CLASTEREN et al., 1975) en la costa 1 Km al E de Malpica. Aparecen con inusitada frecuencia en el extremo W del Sinclinal de Pazos, junto a la falla de Molinos de Celán.

Estas rocas deben ser sin-prefase I, ya que los boudins, en ocasiones con secciones ovoidales casi circulares, aparecen rodeados por la foliación milonítica, presentando el boudin una incipiente foliación en sus bordes y el centro indeformado.

El significado que pueden tener estas rocas retromórficas de HP se discutirá en el apartado de historia geológica.

2.10.5.1 *Descripción petrológica*

Se presentan en la zona de la "fosa" y en la periferia de los sinclinales. Se trata de metabasitas de alto grado coincidentes con las facies granulíticas de las anfibolitas de Bazar. Los grados de retometamorfismo son muy variados, teniendo como rasgos comunes su composición esencial: granate + anfíbol y la presencia de zoisita y rutilo.

La textura es principalmente granodiablastica, adquiriendo ocasionalmente el granate mayor desarrollo (porfidoblastica) o bien presentando la roca una orientación más o menos marcada (nematoblastica).

Como ya hemos dicho sus componentes esenciales son siempre granate y anfíbol, aunque es también frecuente el piroxeno. La epidota es un mineral muy variable en cantidad y la mica blanca rara vez sobrepasa el carácter accesorio.

Los accesorios son rutilo, esfena y opacos. También puede haber esporádicamente cuarzo y muy raramente apatito.

El piroxeno, monoclinico es residual y se observa parcialmente urilizado o bien corroído por simplectitas microscópicas de anfíbol.

El anfíbol es frecuentemente de color azul oscuro, a menudo se transforma en otra variedad de coloración verde intenso, mientras que otras veces es totalmente incoloro. A menudo en este último caso sobre todo, constituye gruesas láminas poikilíticas de granate.

El granate a veces es de grano grueso, sin embargo es mucho más frecuente verlo de pequeño tamaño hipidiomorfo, a veces con estructura en atolón.

La epidota es zoisita prismática frecuentemente orientada. A veces existe también clinozoisita.

El cuarzo tiene carácter intersticial y la mica es de aspecto tardío.

Opacos, rutilo y esfena van estrechamente asociados.

Existen además algunos tipos con plagioclasa más o menos abundante. Esta puede ser ácida y de tipo intersticial. En ocasiones se conserva el carácter primitivo de la misma desmezclada en dos fases: epidota y otra plagioclasa más ácida.

2.10.6 **Rocas intrusivas post-Fase I**

2.10.6.1 *Granito cataclástico de dos micas ($x\gamma^2$)*

Corresponde a un granito de anatexia en el que se diferencian dos facies: una con megacrístales y otra de grano medio; esta última con un grado de deformación mayor.

2.10.6.1.1 *Granito cataclástico con megacristales*

Aflora según una banda de dirección NE–SO, estrechándose hacia el ángulo SO de la Hoja, sobre todo a partir de la falla de Buño. Varias fallas tardías de dirección NO–SE desplazan a este granito en sentido dextrógeno. Este macizo constituye un salto de relieve con respecto a las facies anfíbolíticas y metamórficas situadas en su borde oriental. Se encuentra en el borde O del macizo de Ordenes resaltando geomorfológicamente con respecto a éste, en particular la zona de Monte Neme.

Se trata de un granito anatexítico en contacto mecánico con el encajante (zona periférica y macizo de Ordenes) excepto con las migmatitas que lo hace de forma gradual, siendo éstas en general bastante evolucionadas.

Presenta un cortejo filoniano ácido casi exclusivamente de cuarzo mineralizados con W y Sn, principalmente, que tienen importancia en Monte Neme.

Los xenolitos son básicos sobre todo de anfíbolitas y gabros, estando situados éstos al O del macizo gabroico de Oza.

Petrológicamente son granitos cataclásticos de grano grueso, aunque también existan facies de menor tamaño. Se observan variaciones atendiendo no a la composición mineralógica que van desde leucogranitos (facies de borde) a granitos adamellíticos. La deformación es variable según las zonas encontrándose granitos desde granudos pasando por cataclásticos, porfidoclasticos y brechoideos. Están afectados por la Fase II del Hercínico.

Al NE (Zona de Cayón) este granito difiere a unos gneises alcalinos blastomiloníticos anteriores, en forma irregular y presenta también en esta zona facies brechoideas asociadas a intensa deformación mecánica debido a fallas concordantes con las estructuras regionales.

Incluido en este granito, aparece un xenolito muy reducido de facies miloníticas de tipo cuarzo feldespático, asociadas a fallas ONO–ESE que afectan al macizo gabroico de Oza. Otros xenolitos de reducida potencia están constituidos por micaesquistos, con crenulación.

El tamaño de grano es variable, así como el grado de deformación, la parte central (S de Baldayo) suele presentar megacristales idiomórficos de feldespato de incluso varios centímetros de longitud, estadísticamente orientados, mezclados con facies de grano más fino. En la zona de Ntoma aparecen granitos porfidoclasticos con glándulas de cuarzo y feldespato de hasta 4 cm x 2 cm, si bien predominan los de dimensiones inferiores.

2.10.6.1.1.1 *Descripción petrológica*

El granito es de grano medio con fenocristales y textura siempre deformada en grado variable; frecuentemente es cataclástica pero en ocasiones impera un grado de intensidad mayor (milonitas). Al SO de Cayón hay además casos intensamente brechificados. El resultado es en definitiva una serie de rocas intensamente orientadas.

Mineralógicamente está constituido por feldespato K, plagioclasa y cuarzo. Biotita y moscovita tienen proporción variable y como accesorios aparecen apatito, circón, opacos y a veces casiterita.

El feldespato K puede llegar a constituir prismas de hasta 8 mm y también se encuentra de tamaño medio en granos xenomorfos y por último también corroyendo a la plagioclasa. Se macla con la ley de Karlsbad y albíta-periclina, es frecuentemente peritítico según varios sistemas en "string" y "venas" e incluye pequeñas plagioclasas y cuarzos, que a veces está también en gotas.

La plagioclasa, tipo oligoclasa, tiene a veces un esbozo de zonación y escasas mirmekitas en contacto con feldespato K. Hay además escasos reemplazamientos por feldespato K. Se dispone independiente o en agregados alargados con la orientación. Existe en algunos casos albíta de grano fino y con carácter intersticial.

Las micas generalmente están orientadas, a veces desfleadas y la moscovita es en ocasiones tardía presentándose en láminas dispersas. Por otra parte la biotita puede estar ausente.

El cuarzo pone de manifiesto la deformación sufrida por la roca en una textura fluidal o bien en agregados de recristalización.

Por último, cabe destacar una serie de plagiogranitos de grano fino, sin feldespato K, a veces también sin cuarzo, con abundante clorita secundaria, que pueden considerarse diferenciaciones del mismo macizo.

Generalmente hacia el borde septentrional, existen residuos de gneises migmatíticos con dos feldespatos, biotita, sillimanita y granate, que sufren deformación tectónica similar al granito. La plagioclasa está zonada y presenta mirmekitas en contacto con el feldespato K que a su vez tiene dos sistemas de perfitas en "string". La biotita se dispone en pequeños agregados y la sillimanita se transforma parcialmente a moscovita. El granate es residual.

Por otra parte, más al interior del macizo y a veces en el contacto con los ortogneises al SO de Cayón, aparecen tipos de restitas que aparentemente exhiben un grado de migmatización menor y están profundamente transformados por procesos metasomáticos alcalinos, tipo mosovitización,

que pueden ser coetáneos a fenómenos similares del interior del granito (moscovitización tardía).

Este segundo tipo de restita puede clasificarse petrográficamente como cuarzo esquistotizado con abundante seritización de anteriores silicatos, quizá de naturaleza plagioclásica. En alguno de ellos se han observado estructuras de micropliegues que afectan una esquistosidad anterior.

En cuanto a las apófisis básicas, se sitúan cartográficamente cerca del contacto del granito con los gabros de Oza y Barrañán y se pueden clasificar petrológicamente como metagabros y ortogneises anfibólicos.

Están constituidos por anfíbol, plagioclasa y frecuentemente también biotita. A veces hay cuarzo intersticial, feldespato K secundario y circón y opacos accesorios.

La plagioclasa presenta zonación, abundantes maclas y está deformada. Actúa como porfiroclastos en una mesostasis anfibólica que a veces se dispone diablástica mientras que otras define orientación preferente. Por último, la biotita en unas ocasiones es poikilítica en el anfíbol mientras que en otras rodea a opacos primarios.

2.10.6.1.2 *Granito deformado de Barbeito, grano medio*

Es un granito cataclástico de dos micas, grano medio, situado en el ángulo NE de la Hoja dentro de la serie de Ordenes. Tiene formación de un ancho batolito, cuya orientación coincide con la dirección de las estructuras hercínicas de la zona. Esta orientación de los afloramientos de los granitos alcalinos de dos micas, en Galicia Occidental corresponde según CAPDEVILA, R. et FLOOR, P., a macizos autóctonos o subautóctonos. Se encuentra desplazado por la falla ONO–ESE que pasa por Playa la Vaca, y que tiene un sentido destrógiro. El contacto con la serie metamórfica de Ordenes es neto.

Se caracteriza por su homogeneidad de tamaño de grano y por su cataclasis con fuerte orientación de biotita y feldespato sobre todo en su borde occidental, mientras que hacia el E la deformación es menor y el granito se hace más leucocrático.

Este macizo presenta pozos, diques y filones pofidograníticos, pegmatitas y aplitas, generalmente concordantes con su orientación y de potencia reducida.

Destacan los pórfidos de las zonas O y S en sus proximidades dentro de la serie de Ordenes.

2.10.6.1.2.1 *Descripción petrológica*

La textura es granuda y cataclástica, debido a la deformación. Están constituidos por feldespato K en megacrístales poikilíticos y peritéticos, macclados Karlsbad y albita-periclina y orientados en la misma dirección de la deformación; otras veces permanecen residuales de grano medio, cuando la tectonización ha sido más intensa.

La plagioclasa, tipo oligoclasa tiene escasa mirmekitas y suele estar asociada espacialmente al feldespato K.

El cuarzo recrystaliza en bandas generalmente y puede ser de grano medio y fino.

De las micas es la moscovita más importante, estando la biotita siempre subordinada. Se disponen en hileras con láminas y desflecadas en los bordes.

Como accesorios hay gruesos apatitos, circón y opacos.

En este macizo existen además diferenciaciones en forma de diques de composición granítica y textura porfídica, deformada, también de dos micas con granate muy escaso incluido en fenocristales.

2.10.6.2 *Leucogranito orientado* ($x, 3\gamma_m^2$)

Constituye una banda de dirección NE–SO, de unos 500 m de potencia, concordante con la orientación estructural y que va desde la Playa de Barrañán hasta el S de Monteagudo, donde se estrecha y desaparece, situándose entre el granito cataclástico de dos micas al O y la Serie de Ordenes al E. Morfológicamente da un relieve de pequeños montes alineados en la citada dirección.

El cortejo filoniano se reduce a escasos diques pegmoaplíticos de poca potencia y de dirección NE–SO.

El contacto con el encajante es neto, sobre todo con los gneises y esquistos de Ordenes donde debido a la intrusión tienen lugar procesos de caolinización, posiblemente favorecidos por fracturas ONO–ESE; de poca importancia por su carácter local.

Se observa una deformación que afecta a feldespato y cuarzo principalmente con cataclisis y orientación marcada de éstos. Al O de la Playa Barrañán esta deformación es más intensa llegando a aparecer una cierta milonitización.

Existen otros afloramientos de leucogranitos dentro o cerca del granito cataclástico de dos micas en forma de bandas y que parecen diferenciaciones de éste con moscovitización tardía. Se localizan al S de Buño, cerca de Monte Neme y zona de Oza. Son leucogranitos moscovíticos orientados, a veces porfídicos y de grano variable.

Al NE presenta un xenolito metamórfico de facies máfica de grano fino con bandeado cuarcítico. Petrológicamente corresponde a gneises plagioclásicos con granate, anfíbol y biotita; con estructura en mortero definida por la plagioclasa, mientras que la biotita y anfíbol constituyen pajuelas intersticiales.

Los granates de tamaño medio son xenomorfos y de bordes corroídos.

2.10.6.2.1 *Descripción petrológica*

La textura es granuda heterogranular, alotriomorfa. El tamaño medio a fino y la deformación se resuelve en forma de cataclasis.

Está constituido por cuarzo, plagioclasa, microclina y moscovita, siendo accesorios apatito, biotita, opacos y circón.

El cuarzo se presenta en agregados recristalizados de grano fino y orientados. Las plagioclasas constituyen cristales tabulares o xenomorfos de tamaño medio y además, la microclina aparece reemplazando siempre parcialmente a los cristales de las anteriores.

Por último hay lechos orientados de moscovita ricos en apatito y en los que puede encontrarse aislada alguna pequeña biotita.

Los enclaves que en ellos se encuentran corresponden a gneises plagioclásicos con granate, anfíbol y biotita, bastante leucocratos y de estructura en mortero definida por la plagioclasa, mientras que biotita y anfíbol constituyen pajuelas intersticiales.

Los granates de tamaño medio son xenomorfos y de bordes corroídos.

2.10.6.3 *Granodiorita precoz con diferenciaciones de granito de dos micas* ($\times\gamma\gamma^2$)

Aflora en el ángulo SE de la Hoja ocupando unos 35 Km² y al SE de Monte Barbeito un pequeño manchón, ya en el borde de la misma.

Se trata de un batolito que se extiende desde el Ferrol del Caudillo hasta Brea (SE del macizo de Fabros) siguiendo la directriz de la cadena hercínica.

El contacto con la serie de Ordenes es intrusivo discordante, dando un trazado cartográfico irregular a veces alterado.

Predominantemente se trata de una granodiorita biotítica con megacristales de feldespato alcalino que presentan una orientación de flujo que coincide con los xenolitos generalmente. Además existen facies de granito y adamellitas, de dos micas, así como leucogranitos, siendo éste más escaso.

El granito de dos micas suele aparecer en forma de gabros o diques de

poca potencia de grano medio-fino y deformado, aunque llegan a sobrepasar los 10 m.

Al E del Pico Cedeira (ángulo SE de la Hoja) aparecen facies más básicas, de grano fino, deformada, constituyendo afloramientos alargados en dirección N-S, de unos 60 m de potencia.

La variedad de facies de esta granodiorita precoz con presencia de granito y cuarzdioritas ha sido citada ya por CAPDEVILA, E. et FLOOR, P. (1970).

Los xenolitos metamórficos se sitúan preferentemente en los bordes de la granodiorita. Son facies micáceas de estructura gneísicas, esquistosas de grano fino, con bastante alteración. Su dirección es NE-SO, de pequeña potencia y forma alargada. El afloramiento más importante se sitúa en el borde más occidental dando un grado metamórfico alto determinado por la presencia de sillimanita.

Xenolito de corneana con bandeado cuarzomícáceo.

El cortejo filoniano tiene escasa importancia, apareciendo diques de pegmatita de potencia reducida y diques de leucogranito granatífero deformado, a veces blastomiloníticos de dirección similar a la de los xenolitos.

El grado de deformación es variable, observándose con frecuencia fuerte cataclásis.

No se observa aureola de metamorfismo de contacto en la serie de Ordenes, dando gneis y micacitas plagioclásicas, generalmente con granate.

2.10.6.3.1 Descripción petrologica

Son granitos biotíticos que presentan una textura granuda, de grano grueso y cataclástica. Se compone de feldespato K, plagioclase, cuarzo y biotita. La moscovita es muy variable en cantidad y accesorios son el apatito, circón y opacos.

El feldespato K es peritítico, tipo ortosa microclinizada, con macla de Karlsbad. Es xenomorfo y a veces tiene bordes granulados. La plagioclase está zonada, es xenomorfa y se dispone generalmente en grupos. El cuarzo es de grano fino y bordes suturados. Micas en agregados incluyendo los accesorios.

Hacia los bordes, la facies se hace más leucocrática y hay típicos granitos de dos micas e incluso leucogranitos, por supuesto, siempre deformados.

El feldespato K es aquí microclina peritítica. La plagioclase es del orde de oligoclase ácida y está frecuentemente corroída por el feldespato K. Además ocasionalmente se observa la aparición de granate.

Un tercer tipo de facies correspondiente a este macizo es de composición cuarzodiorítica con presencia de anfíbol y biotita como minerales máficos y que definen una orientación preferente. La plagioclasa está ya aquí zonada y no hay feldespato K, mientras que aparecen esfena y epidota entre los accesorios.

Cabe destacar ya por último una serie de diferenciaciones de potencia inferior a 1 m, de grano fino y composición granítica con dos micas.

Diques relacionados con la granodiorita de La Silva

Son leucogranitos con granate desde el punto de vista petrológico y con grado de deformación variable.

El feldespato K está subordinado a la plagioclasa en proporción. Esta es de tipo albita xenomorfa y con frecuencia fracturada y fragmentada, a menudo también parcialmente caolinizada.

El cuarzo es de grano fino. Moscovita y biotita van asociadas espacialmente y por último el granate se presenta muy fracturado y a veces poikilítico en el cuarzo.

Xenolitos

Son esquistos más o menos acomodados a las condiciones térmicas impuestas por el granito que los engloba y que generalmente ocasiona una moscovitización muy amplia, que enmascara los caracteres primarios del esquisto. En alguna ocasión se ha observado además la neoformación de sillimanita.

En algunos casos además se ha observado granate residual procedente del metamorfismo regional.

2.10.6.4 *Cuarzodioritas, tonalitas y granodioritas* (η_{qb}^2)

Se sitúan en la Serie de Ordenes, en los bordes de la granodiorita precoz y macizo de Monte Castelo. Están deformadas, metamorfizadas y posiblemente transformadas. Dentro de la serie de Ordenes se distribuyen preferentemente cerca del contacto con los metagabros de Barrañán de acuerdo con la orientación regional. Corresponden a facies dadas como tonalitas orientadas y gneises plagioclásicos biotíticos con granate que parecen corresponder a metacuarzodioritas. Otros afloramientos se encuentran al S y E de Laracha alargados en dirección OSO–ENE constituidos por metacuarzotonalitas deformadas por cataclásis.

Parecen estar relacionadas genéticamente con la granodiorita precoz constituyendo diferenciaciones más básicas ("de borde") de series calcoalcalinas y que posteriormente son transformadas parcialmente. KONING, H. (1966) sugiere que ciertas rocas granitoides muestran una tendencia básica, por contaminación pero las relaciones de estas rocas con los granitos y sus texturas hace que se las incluya en éstos.

Incluidas en la granodiorita precoz (ángulo SE) aparecen unas facies grises de grano fino con aspecto gneísico de cuarzodioritas con textura granolepidoblástica. Su contacto con aquella es difuso, produciéndose un paso gradual.

2.10.6.4.1 *Descripción petrológica*

Están constituidos por plagioclasa, cuarzo, biotita y a veces anfíbol, además hay apatito, circón, esfena, epidota, xenotina y opacos accesorios.

La textura es granuda, heterogranular, panalotriomorfa, y generalmente deformada.

La plagioclasa es zonada con abundantes maclas de leyes complejas a veces curvadas tectónicamente. El cuarzo forma agregados mosaicos e intersticiales. La biotita en grupos definiendo orientación más o menos acusada, a veces se transforma a moscovita con un excedente de opacos. El anfíbol puede ser poikilítico de la biotita, disperso y de orientación variable y color también diferente desde verde o verde azulado a incoloro.

Además existen algunos términos sin anfíbol y con feldespato K, es decir, de composición granodiorítica a tonalítica.

Además, cabe destacar la presencia de granate en algunas cuarzodioritas biotíticas que se sitúan en las zonas más evolucionadas de la serie de Ordenes y que pueden estar en relación con el proceso migmatítico que sufren los mismos.

2.11 GABROS, METAGABROS Y EPIDIORITAS (θ^{1-2})

Se presentan entre la zona periférica del Macizo de Ordenes y la serie del mismo nombre, localizándose en los macizos de Monte Castelo, de Oza (N de Carballo) y el de Barrañán al SE de La Coruña.

— Macizo de Monte Castelo.— Su mayor desarrollo lo alcanza en la Hoja limítrofe de Monte Castelo (04/06) aflorando parte en el borde S de la presente Hoja.

Considerando el macizo en su totalidad, presenta una forma subcircular, con aspecto de domo, de unos 15 Km de diámetro. No obstante, de la expresión cartográfica se denota un ligero alargamiento NO-SE. La esquistosidad que presenta la serie de Ordenes al N del macizo es del orden de 80° a 120°, con buzamiento al N, lo que induce a pensar en un macizo en forma de domo para esta unidad, si bien WARNAARS, F.W. (1967) considera que se trata de una intrusión múltiple de capas o sills de distinta composición con una orientación N-S.

Petrológicamente es bastante heterogéneo, predominando en el ámbito de la Hoja los metagabros, epidioritas y gneises anfibólicos.

Los gabros se presentan en general de forma masiva, de grano fino a medio y bastante máficos.

La deformación y anfibolitización del macizo se ha podido producir en épocas más tardías que los que afectaron a las ortoanfibilolitas y por tanto con más baja P de metamorfismo.

Dispersos por el macizo se disponen un conjunto de xenolitos de dimensiones variables, alargados en dos direcciones principales, NO-SE y NE-SO. Menos frecuente en la E-O. Se trata de retrogranulitas, gneises y corneanas.

En el contacto con los xenolitos metamórficos, tiene lugar una contaminación con la formación de biotita, cuarzo y granate, al mismo tiempo que tiende a desaparecer el piroxeno.

Referente a la edad existen diversas opiniones; así WARNAARS, F.W. (1967) se inclina por una edad hercínica, mientras KONING, H. (1966) piensa en una intrusión tardihercínica a causa de su escasa deformación y atribuir los procesos de alteración a una fase hidrotermal del magma más que a un proceso metamórfico.

Por último, presenta un cortejo filoniano de diques de cuarzo y pegmatitas con dirección NE-SO y NO-SE, de escaso desarrollo.

— Macizo de Oza (N de Carballo).— Limitado por el granito cataclásico de dos micas al O y la serie de Ordenes al E, constituye una banda que se extiende desde Oza Vella hasta Castelo, desapareciendo al N a causa de la falla de Baldayo. Se encuentra fallada en su parte central y el contacto con los materiales que la limita parece ser de tipo intrusivo.

Se trata fundamentalmente de metagabros de grano medio a fino bastante máficos.

Entre las localidades de Chamusqueira y Seijo y al S de esta última, afloran metagabros pegmatoides con metacrystalos de anfíbol y plagioclasa de más de 2 cm de longitud.

En su borde occidental, aparecen enclaves dentro del granito.

Presenta una serie de diques pegmatíticos de más de 10 m de potencia y dirección predominante NE-SO.

Su emplazamiento parece estar relacionado con otros macizos básicos.

— Macizo de Barrañán.— Se dispone según una ancha banda, desde la Playa de Barrañán hasta la falla de Baldayo, al S; dividida en dos por el leucogranito deformado de Monteagudo. En la parte E, se pone en contacto con los geneises plagioclásicos de biotita de la Serie de Ordenes; mientras que al O lo hace de forma intrusiva (bastante verticalizada) con el granito cataclástico de dos micas.

Presenta xenolitos metamórficos de Ordenes (sin aparente metamorfismo térmico) constituidos por geneises plagioclásicos con granate, relacionados posiblemente con tonalitas y cuarzodioritas, como ocurre en Freón, donde la contaminación da lugar a cuarzo y biotita.

Al E de la Playa de Barrañán (cerca del granito de Barbeito) se observa un paso gradual a gneises plagioclásicos con granate y a veces sillimanita.

Se caracteriza esta banda oriental por presentar metagabros anfibólicos-biotíticos, de grano medio, que pasan hacia el E a metagabros pegmatoides con granate, mineralizados en forma diseminada con sulfuros. Hacia el S estas facies son menos deformadas y más heterogéneas, dando gabros y cuarzodioritas anfibolitizadas.

La banda O parece más homogénea en facies y textura, constituida por metagabros y metadioritas, aparentemente poco orientados, de grano fino y algo mineralizados con sulfuros e ilmenita. Existen también, aunque más escasas, facies de grano medio y grueso.

Han sido encontradas dentro de la intrusión algunas diferenciaciones anfibolíticas de escasa potencia, como sucedía en el Macizo de Monte Castelo.

ARPS, C.E.S. et al. (1977) interpretan en estas facies la presencia de metamorfismo retrógrado, similar al de Monte Castelo.

Existe un cortejo filoniano constituido por diques de pegmatitas plegadas y cuarzo, siendo particularmente frecuentes al E de la Playa Barrañán.

Otros afloramientos de gabros y metagabros se sitúan al S de este macizo y que han intruido en la Serie de Ordenes.

2.11.1 Descripción petrológica

Del macizo de gabros de Monte Castelo pertenece a esta Hoja sólo la parte más septentrional, ocupando además una pequeña extensión.

El conjunto está afectado por procesos de transformación en parte metamórficos, al parecer epizonales, acompañados de hidratación que

enmascaran las características primitivas. Estas transformaciones pueden asociarse al desarrollo de esquistosidad que se hace más patente en esta parte Norte del complejo, obliterando las facies originales del mismo.

El metamorfismo origina anfíbol verde o verde azulado e incoloro en coronas sobre los máficos originales con neoformación de finos opacos, rutilo y esfena que está en corona alrededor de los metálicos primitivos. Hay también clorita y feldespatos K en venas así como talco y epidota secundarios.

Muestran originalmente texturas de tipo acumulado con plagioclasa como primer cristalizado y piroxenos posteriores, después generalmente opacos y anfíbol castaño en torno a estos últimos. Aparece además escasa biotita.

Como ya se ha señalado antes, estas facies están intensamente transformadas.

Los términos dioríticos aparecen en esta zona del Macizo de Monte Castelo con bastante frecuencia. La textura es gabro diabásica, a veces heterogranular y están constituidos por plagioclasa saussuritizada; anfíbol castaño poikilítico del anterior; escaso clinopiroxeno en núcleos del anfíbol y en ocasiones con parches de anfíbol incoloro y biotita rojiza transformada en clorita + opacos. Accesorios hay opacos, esfena, circón y apatito.

Estos tipos pueden mostrar zonas lineares de grano grueso con plagioclasa, granate, cuarzo intersticial y apatitos aciculares.

— Gabros de Barrañán.— Son similares a los materiales del sector nororiental del afloramiento de Monte Castelo. Se trata de gabros y dioritas con texturas gabrodiabásicas que muestran deformación mecánica de las plagioclasas y transformación de los máficos sin desarrollo usual de texturas planares.

Están constituidos por gabros piroxénicos-anfibólicos y se componen de plagioclasa maclada y zonada, intersticialmente a la cual se dispone el anfíbol verde-pardo con manchas rojizas de óxidos. Este tiene inclusiones residuales de clinopiroxeno aureolado por anfíbol incoloro y una corona externa de anfíbol verdoso. Hay escasa biotita rojiza sobre el anfíbol.

Hay transiciones a cuarzo-gabros y cuarzo-dioritas. Los primeros muestran cuarzo intersticial y rara vez conservan piroxenos si bien, los anfíboles proceden en parte del mismo. Los segundos muestran plagioclasas alargadas con agregados intersticiales de anfíbol incoloro. Hay cuarzo y feldespatos potásico intersticiales y opacos dispersos. Aparecen además tripos granatíferos semejantes a los de Monte Castelo.

— Gabros de Oza.— Son metagabros muy transformados, frecuentemente de tipo pegmatóide y constituidos por anfíbol y plagioclasa. El an-

fíbol suele estar bien orientado y muestra diferentes coloraciones desde verde o verde-azulado a incoloro. La plagioclasa a veces está saussuritizada y muy frecuentemente evidencia deformación de las maclas o numerosas inclusiones de cuarzo en gotas; todo ello consecuencia de desestabilizaciones provocadas por los acontecimientos postintrusivos. En otros casos puede llegar a poligonizarse y recrystalizar en agregados de grano fino.

Otros minerales frecuentes y accesorios son la biotita y los opacos, mientras que sólo ocasionalmente existen circón y epidota. La biotita suele ir asociada al anfíbol; el cuarzo tiene carácter intersticial a plagioclasa de grano grueso y los opacos aparecen a veces en masa alargadas en el sentido de la orientación.

2.12 METAMORFISMO REGIONAL

La Hoja de Sisargas-Carballo presenta una gran variedad metamórfica, tanto en grado como en tipo y número de episodios metamórficos, cuyas características han sido descritas en los sucesivos apartados de Petrología.

Se puede dividir en dos partes separadas entre sí por las anfibolitas de Bazar que pertenecen a su vez a la historia metamórfica de la mitad oriental de la Hoja.

En esta parte, se observa mucha mayor complejidad en la evolución del metamorfismo, que además tiene una representación muy escasa en el conjunto de la región gallega. Se trata de rocas polimetamórficas con un primer evento metamórfico de alta P, prehercínico, que desarrolla granate y rutilo en rocas y asociaciones tales como hornblenda-rutilo + granate y simplectitas piroxeno-plagioclasa en anfibolitas con zoisita. El grado metamórfico no parece aquí muy elevado concretándose en bajo-medio. Después la P descende bruscamente generándose albita que abre camino al metamorfismo hercínico que en esta región tienen unas características peculiares que atestiguan su historia prehercínica. El grado es generalmente bajo y evoluciona hacia el Oeste.

Merece, por otra parte, destacarse la perfecta adaptación mineral a estas últimas condiciones de litologías tan dispares como granitos, rocas básicas y para-rocas, que tienen en esta época una historia común.

La otra mitad de la Hoja comprende casi exclusivamente la serie de Ordenes en cuanto a rocas metamórficas se refiere y reflejan ya la mineralogía y características básicas típicas del metamorfismo regional de Galicia que ya CAPDEVILA (1969) definió como plurifacial e intermedio de baja P.

2.13 ROCAS FILONIANAS

Se incluyen aquí un conjunto de diques y filones, en algunos casos mineralizados. Todos ellos son de carácter ácido y se encuentran en rocas básicas, metamórficas y graníticas, principalmente.

— Filones de cuarzo mineralizados (F_q^2).— Situados preferentemente al E de Monte Neme. Suelen ser de composición cuarcítica aunque pueden ser cuarzo-sericíticos, relacionados con zonas de milonitización. La mineralización de wolframio y casiterita impregna los filoncillos de cuarzo de poco espesor aunque parece que se ensanchan en profundidad.

En la zona de Corcoesto (O de la Hoja) de potencia no superior a 0,5 m, de dirección N-30-E con mineralización de oro y mispíquel.

En la zona al NO de Ibia se han localizado dos diques finos (20 cm) con mispíquel. En sendos presentan mispíquel o wolframio.

— Filones de cuarzo (F_q^2).— De amplia distribución tanto en los granitos como en rocas básicas y metamórficas con direcciones variables poco espesor y no están muy desarrollados longitudinalmente excepto el dique de cuarzo estéril en la cumbre de Monte Neme.

— Diques de pegmatitas F_p^2 y pegmo-aplita Fp_A^2 .— Las pegmatitas son más frecuentes que los diques de pórfido granítico y pegmo-aplitas. Están constituidos por cuarzo, feldespato (microclina y albita), moscovita, a veces turmalina y ocasionalmente circón, berilo y granate. Existen agregados moscovíticos intercrecidos, así como intercrecimiento gráfico en pegmatitas. La microclina exhibe pertitas y está maclada generalmente.

En playa de Razo aparecen diques de pegmatita con dos generaciones; los más antiguos se encuentran con un grado de deformación superior (en parte milonitizados y con megacristales de biotita).

Al E de la Playa de Barrañán, en el contacto con el granito orientado de Barbeito (IBJC-881) se encuentra un dique de pegmatita, plegado por la Fase III.

— Diques de pórfido-granítico (PO^2).— Son pórfidos ácidos (graníticos) de grano fino, suelen ser concordantes con la esquistosidad y por lo general muy escasos. Los mayores llegan a los 15 m de potencia. Representan como el resto de diques ácidos actividad tardihercínica.

Están constituidos por fenocristales de ortosa, albita y cuarzo en una matriz microcristalina y constituida por los mismos minerales con biotita (cloritizada) y moscovita. Como accesorios: circón, apatito, opacos y a veces esfena. La textura es porfídica. Existen otras facies de composición similar pero mas leucocrática.

3 TECTONICA

3.1 INTRODUCCION

Como se mencionó en la introducción, la presente Hoja se sitúa a caballo de la "fosa blastomilonítica" y del Macizo de Ordenes, por lo cual se presenta como un área especialmente interesante para estudiar la relación entre ambas unidades.

Entre las "fosas blastomiloníticas" y el Macizo de Ordenes, se han identificado una zona sinformal —SIFORME DE PAZOS— que puede considerarse como un macizo de Ordenes en pequeño por sus características "estratigráficas", y que se relaciona con este último por medio de un anticlinal que hemos denominado ANTIFORME DE PERROL—MONTE NEME. El contacto entre el sinforme de Pazos y la "fosa blastomilonítica" es una falla que muy posiblemente constituye un cabalgamiento, y que debe corresponder a la falla que limita la fosa blastomilonítica por su límite E, que no había sido trazada en el extremo N. Esta fractura ha sido interpretada como falla directa (DEN TEX y FLOOR, 1967) y como cabalgamiento (RIES y SCHAKLETON, 1971).

3.2 HISTORIA TECTONICA

En base a la superposición de diversas estructuras de origen tectónico pueden establecerse los siguientes acontecimientos.

3.2.1 Fase I

Origina una foliación milonítica en las rocas cuarzo-feldespáticas. Como es conocido, cuando las milonitas son muy ricas en micas tienen la apariencia de esquistos, habiéndose propuesto el término de filonitas (SIBSON, 1977).

En el área que nos ocupa, la milonitización se origina por la deformación plástica intracristalina del cuarzo dando lugar a "quarz ribbous" y la cataclasis de los feldespatos, (IBJL 1279) tal como ha sido citado por otros autores (WAKEPIELD, 1977) (SIBSON, 1977). En las rocas cuarcíticas con escaso contenido en micas, la deformación se manifiesta por la formación de cintas de cuarzo separadas por delgados lechos micáceos.

Todas las rocas han sufrido un intenso estiramiento durante esta fase, de tal forma, que los pliegues de Fase I son extremadamente raros (fig. 1). Estos son pliegues de flancos paralelos con gran engrosamiento en las char-

SW

NE

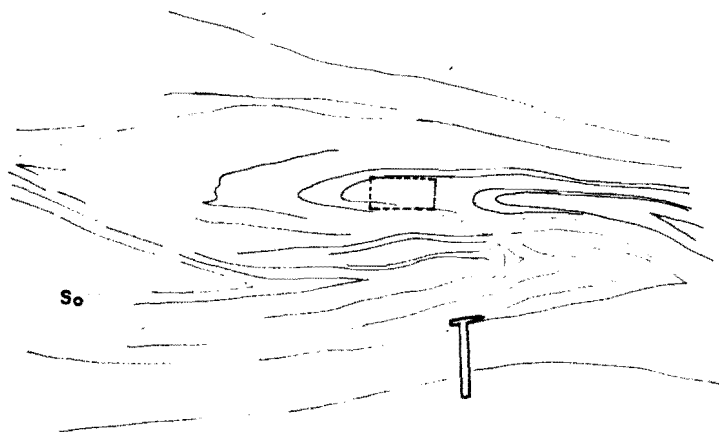


Fig. 1.— Pliegues de Fase I en gneises (PC—S_eA) al O de Playa de Seaya correspondiente a la foto (IB—JL—1259). El recuadro corresponde a la foto de detalle (IB—JL—1270). Se observa un gran engrosamiento de las capas en las zonas de charnela y un ligero "boudinaje" en el flanco común a ambos pliegues.

nelas. Sobre el plano de la foliación milonítica, los "quartz ribbons", dan la impresión de varillas de cuarzo, dando lugar a una lineación mineral con estiramiento extraordinariamente intenso. A escala macroscópica esta elongación se manifiesta en la apariencia de formaciones sedimentarias que se pone de manifiesto en la expresión de las intrusivas pre-fase I cartográficas de ortogneises y anfibolitas.

Las únicas rocas en que no es penetrativa la foliación milonítica son las rocas piroxénicas que existen en el área es decir, las retroeclogitas y las rocas ultrabásicas aunque queda fuera de duda su origen pre-fase I. Las retroeclogitas aparecen como "boudins" mientras en centro permanece indeformado. Es decir que las capas de eclogitas juegan durante la Fase I un papel similar a los megacristales de feldespato, que por su carácter frágil, quedan como ovoides rodeados por la foliación milonítica desarrollada en un encajante más dúctil.

En las rocas ultrabásicas se observa un sistema de fracturas de dirección similar a la esquistosidad de Fase I.

La banda ortogneísica que alcanza el mar de Malpica proporciona un buen ejemplo de cómo se desarrolla progresivamente la foliación, milonítica. Esta banda presenta una parte central con menor grado de deformación que aumenta progresivamente hasta los bordes. En la parte central dominan las texturas, cataclásticas de los feldespatos, con las micas en agregados de grano fino, y el cuarzo en agregados elongados por deformación dúctil.

El conjunto de estas texturas da lugar a una foliación burda marcada sobre todo por la elongación del cuarzo. Cuando avanzamos hacia los bordes del batolito, los agregados de cuarzo presentan gradualmente una mayor elongación hasta dar lugar a los típicos "quartz ribbons" al tiempo que la cataclasis de los feldespatos se hace más intensa con progresiva disminución del tamaño de los clastos.

W

E

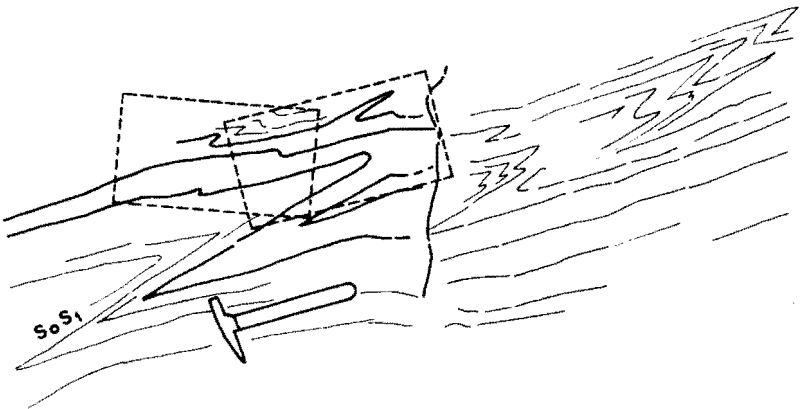


Fig. 2.— (foto IB—JL—1261). Pliegues de la fase II en la playa Riás, desarrollados en gneises cuarcíticos de la Serie de Ordenes-Pazos (PC—S). Los recuadros corresponden a la fig. 3, foto IB—JL—1263 y a la foto IB—JL—1262.

WAKEFIELD (1977) ha realizado un estudio de los tipos de rocas confinadas en las zonas de cizalla, llegando a la conclusión de que las milonitas se originan en zonas profundas, mayores de 10-15 Km, en donde reina un comportamiento casi-plástico de los materiales rocosos.

La mayoría de los autores coincide en señalar la estrecha relación de las

milonitas con cabalgamientos o zonas localizadas de cizalla dúctil. En la zona que nos corresponde la milonitización afecta en todas las rocas con excepción de los granitoides hercínicos y los terrenos terciarios y cuaternarios. En algunos lugares de la Hoja (O de Playa Seaya, O de Molinos de Celan) se han localizado algunas zonas de cizalla dúctil (IBJL-1267-1268) post-fase I, aunque no deben estar muy alejadas en el tiempo ya que suponen un ambiente de deformación semejante. Las zonas de cizalla dúctil han sido interpretadas por RAMSAY y GRAHAM (1970) como zonas con disminución progresiva de la cantidad de deformación desde el centro a los bordes de la faja de cizalla, y en donde el ángulo entre la foliación milonítica y las

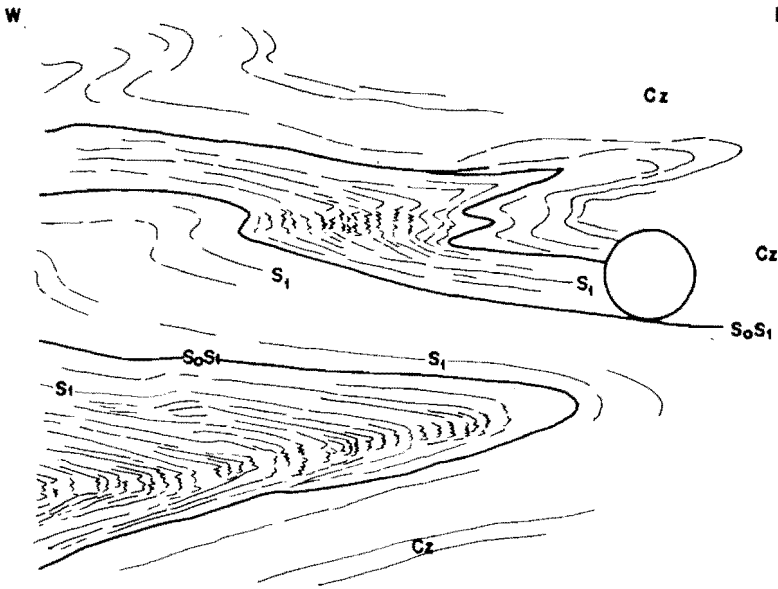


Fig. 3.— (IB—JL—1263). Detalle del pliegue de Fase II de la fig. 2. Se observa una esquistosidad primaria plegada, con desarrollo de bandas de crenulación en las zonas de charnela.

paredes de la zona de cizalla disminuye con el aumento de deformación, cuando estas zonas de cizalla se forman en rocas con esquistosidad preexistente su estudio se vuelve más complejo, aunque en nuestro caso la esquistosidad que muestran las fajas (fotos IBJL 1267, IBJL 1268) es evidentemente de neoformación ya que corta a la preexistente, indicándonos un importante desplazamiento por el gran paralelismo existente entre la foliación desarrollada en la zona de cizalla y las paredes de ésta.

WAKEFIELD (1977), ha relacionado zonas menores de cizalla dúctil con una zona mayor, interpretando las primeras como estructuras conjugadas de aquella zona mayor, durante los últimos estados de la deformación. Por nuestra parte no hemos podido establecer la relación de las pequeñas zonas de cizalla dúctil con la primera y segunda fase de deformación.

SE

NW

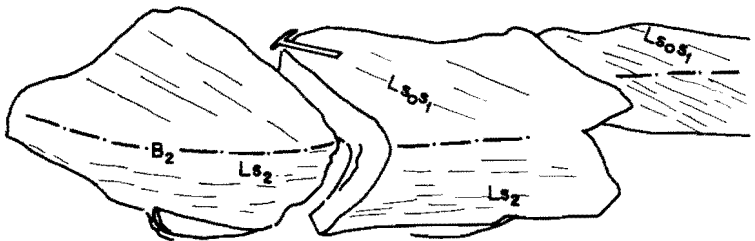


Fig. 4.— (IB—JL—1266). Pliegues de Fase II con eje curvo en Molinos de Celán. B_2 es el eje del pliegue. LS_2 lineación correspondiente a los ejes de micropliegues. LS_0S_1 es la lineación de intersección de la estratificación y la esquistosidad primaria. La lineación LS_0S_1 intersecciona a B_2 con distintos ángulos sin que existan deformación del plano axial o de la lineación LS_0S_1 .

3.2.2 Fase II

Corresponde a la formación de pliegues que deforman la esquistosidad primaria (figs. 2, 3 y 4), con un bajo ángulo entre flancos y plano axial próximo en posición a la esquistosidad primaria, por lo que la orientación de los esfuerzos no debió variar mucho en relación con la 1ª fase. Estos pliegues poseen en muchos lugares ejes curvos (fig. 4) sin que ello suponga una deformación por fases posteriores. Pliegues con algunas características similares a las aquí descritas han sido citadas por VAN ZUUREN (1969), MARCOS (1973), RIBEIRO (1974) y PEREZ-ESTAUN (1978). Todos estos autores los relacionan con cabalgamientos.

PEREZ-ESTAUN (1978) interpreta la curvatura de los ejes como originados por un aplastamiento inhomogéneo, debido a la oblicuidad entre las capas plegadas y la zona de cizalla, ya que como es conocido (RAMSAY GRAHAM, 1970) la cantidad de deformación varía desde el centro a los bordes de la zona de cizalla. Pliegues correspondientes a esta fase se obser-

van con gran profusión en la "fosa blastomilonítica" y su menor abundancia en los gneises alcalinos basales de sinforme de Pazos o en su proximidad.

En cuanto a la posible relación de estos pliegues con cabalgamiento, debido al desconocimiento de la cronología relativa de los materiales prehercínicos en la zona que nos ocupa, los cabalgamientos sólo pueden deducirse por criterios estructurales o metamórficos.

Los pliegues de Fase II afectando a gneises alcalinos con intrusiones de anfibolitas y retroeclogitas, se desarrollan en las proximidades de la falla de Molinos de Celán, que separa dos dominios de Ordenes Pazos y de la "fosa blastomilonítica". Esta falla ha sido interpretada como una falla directa



Fig. 5.— (IB—JL—1269). "MUSHROOM PATTERN" resultado de la interferencia de fases I y II, entre Malpica y Playa de Seaya en gneises (PC—S_{eA}).

(FLOOR y DEN TEX, 1967) y como un cabalgamiento (RIES y SCHAKEETON, 1971).

Su paralelismo con la foliación milonítica y las estructuras hécricas y la presencia de pliegues de ejes curvos en su proximidad, van en la dirección de un posible cabalgamiento.

Es posible asimismo que en relación con la falla de Molinos de Celán se desarrollase una gran inflexión Fase II que haya dado lugar a lo que llamemos sinformal de Pazos (véase corte I-I'). Ningún otro pliegue cartográfico podría interpretarse como Fase II.

Hemos observado pliegues de Fase II en rocas cuarzo-feldespáticas, o en alternancia de estas con rocas esquistosas. En los esquistos monótonos se puede formar una esquistosidad de Fase II muy penetrativa que llega a

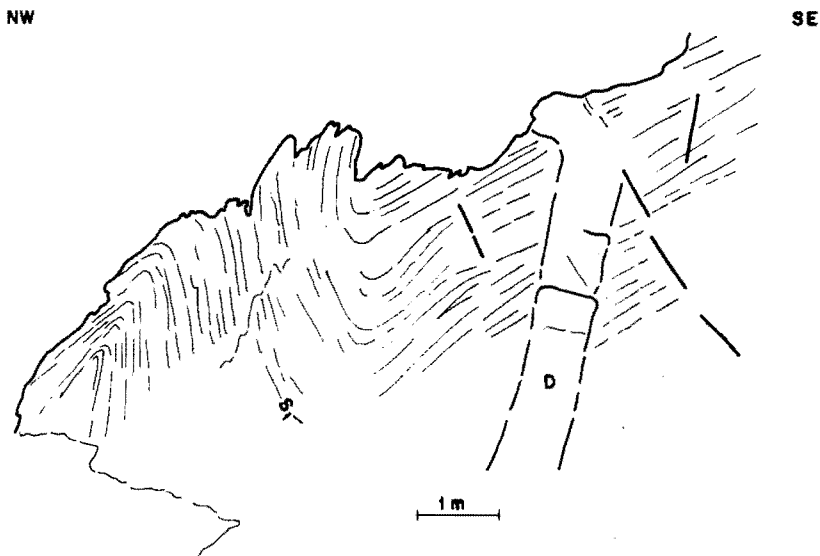


Fig. 6.— (IB—JL—1271). Pliegues de la Fase III en esquistos (PC—S) al O de Playa Reja. D dique de lamprófidio.

borrar casi completamente la esquistosidad primaria hecho que se observa a menudo en la fosa blastomilonítica y más raramente en otros lugares.

La curvatura de los ejes de pliegues de la Fase II trae como consecuencias la aparición en pocos metros de "outcrop patterns" diversos por interferencia con la Fase I y la Fase III. en la fig. 5 (IBJL 1269) se muestra un ejemplo de "mushroom pattern" debido a la interferencia con la Fase I. Las figuras 7, 8, 9 y 10 muestran interferencias tipo 2 de RAMSAY (1967) —"Worm" y "muschrrom"— en relación con la Fase III.

3.2.3 Fase III

Hemos agrupado bajo este epígrafe a pliegues (figs. 6, 11 y 13) posteriores a la Fase II (figs. 7, 8, 9 y 10) cuya dirección oscila entre 15° - 45° N. Se trata de dos sistemas de pliegues, uno de ellos con planos axiales subverticales y otro subhorizontales cuya relación mutua temporal no ha podido establecerse, y que generalmente la presencia de uno de los sistemas excluye

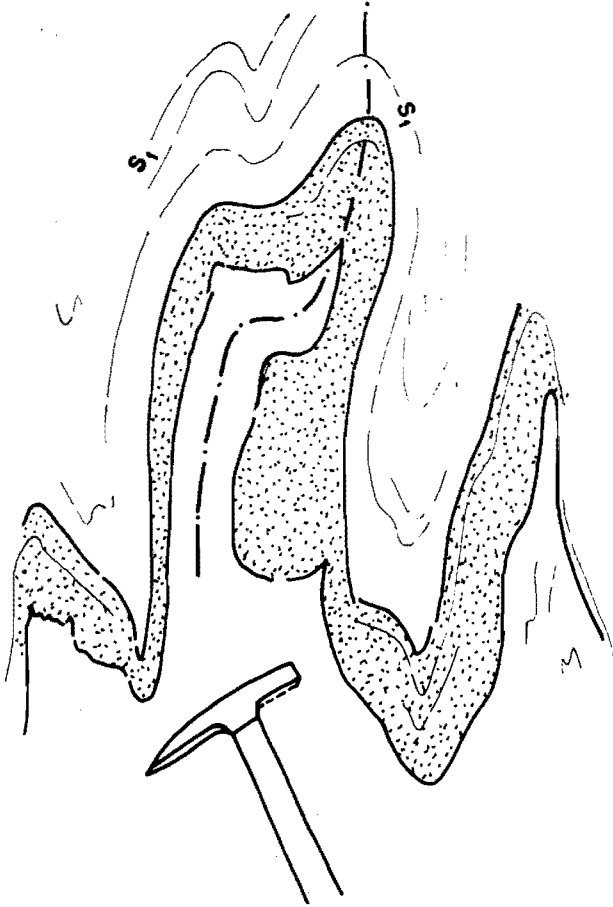


Fig. 7.— (IB—JL—1273). Pliegue de la Fase II deformado por otro de la Fase III subvertical en metasedimentos (PC—S_{2A}) situados en la Playa de Malpica. - - - - - Traza axial del Pliegue de la Fase II. En punteado capa gneílica. El resto esquistos.

la del otro; así en la "fosa blastomilonítica" presenta un gran desarrollo el sistema con planos axiales subhorizontales, con escaso desarrollo del otro sistema, mientras al E de este dominio se forman grandes estructuras (sinforme de Pazos, Antiformal de Monte Neme) con planos axiales subverticales, coherentes con los micropliegues y crenulaciones que se observan que también son subverticales. En los metasedimentos esquistosos situados en el núcleo del antiforme de Monte Neme se desarrolla una esquistosidad de crenulación vertical muy penetrativa en comparación con los sinformes de Pazos y Ordenes en donde casi nunca se desarrollan planos de esquistosidad en relación con las lineaciones de crenulación. El mayor fondo de

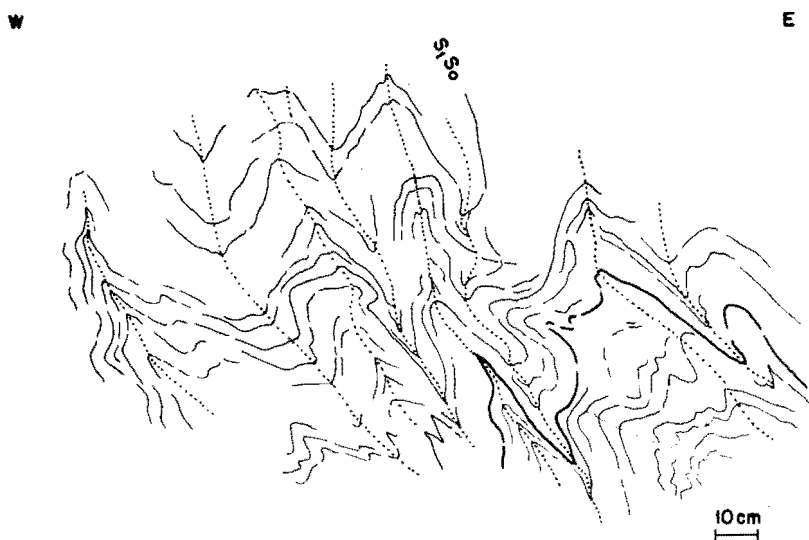


Fig. 8.— (IB—JL—1274). Pliegues de la Fase II deformados por pliegues subhorizontales de la Fase III en gneises (PC—S_{eA}). Localidad situada entre Malpica y Playa de Seaya. Trazas axiales de los pliegues de Fase II como ...

deformación que se observa en este anticlinal debe ser debido al gran contraste de competencias que existe entre los metasedimentos subyacentes a los macizos básicos, y las rocas básicas y gneises alcalinos situados encima, que ha llevado el desarrollo de sinformas de gran radio de curvatura ligados por anticlinales de pequeño radio, hecho que también parece observarse entre el Macizo de Ordenes y Cabo Ortegá.

Esta interpretación había sido sugerida por RIES y SCHAKLETON

(1970) y como puede observarse los datos que se aportan en el presenta trabajo corroboran esta suposición.

Por último hay que hacer notar que esta fase es la responsable de la

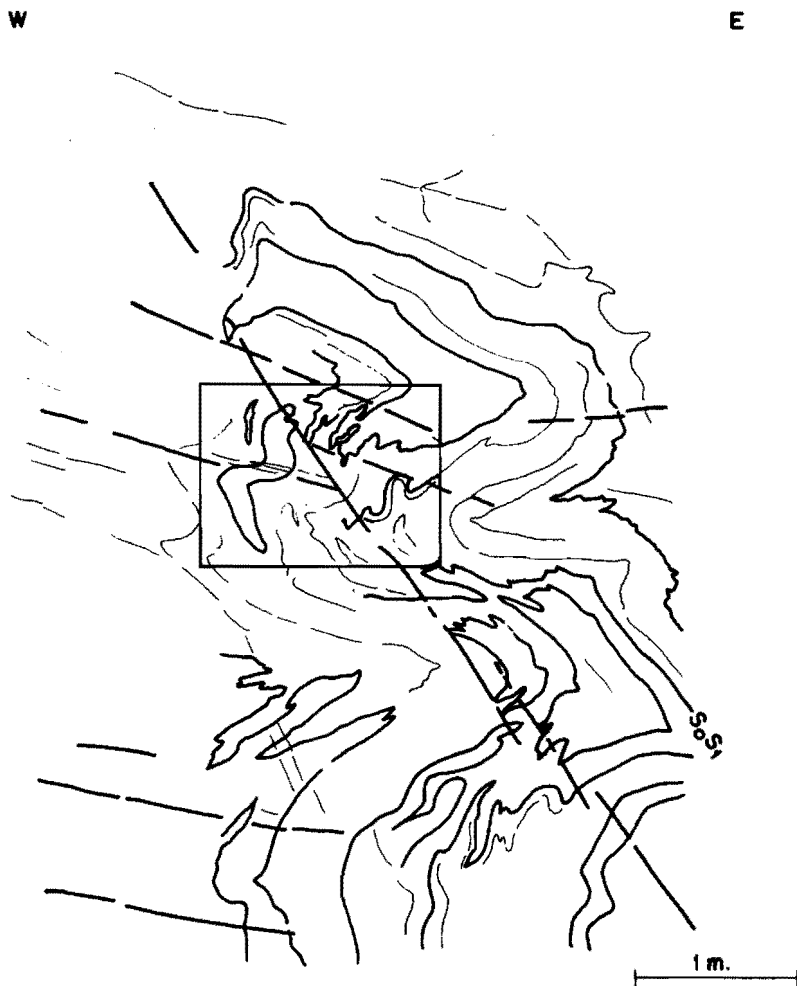


Fig. 9.- (IB-JL-1273). "Worms" "Mushroom" como resultado de la interferencia de pliegues de Fase II con otros subhorizontales de la Fase III en gneises (PC-S_{0A}) al O de Punta Paleron. El recuadro corresponde a la fig. 10 (IB-JL-1276).

deformación de granitoides hercínicos y rocas filonianas relacionadas con ellos, en los que produce diversos grados de cataclasis y pliegues con "boudins" en pegmatitas (fig. 11 y 13, IBJL 1284, IBJC 881).



Fig. 10.— Detalle de la fig. 9. En la parte superior central se observa un "Mushroom" — — — — Trazas axiales de los pliegues de Fase II.

3.2.4 Tectónica de fractura

Con posterioridad a la Fase III se originan una serie de fracturas dextróginas de dirección NW–SE, apareciendo dos de ellas como más importantes y que hemos denominado: FALLA DE BEO y FALLA DE BALDAYO (véase esquema tectónico).

La Falla de Beo se resuelve en un pliegue en su extremo E, a la altura de Carballo. Tanto este pliegue como algunas crenulaciones que hemos encontrado con la misma dirección de la falla las hemos denominado "FASE IV" por darles una referencia temporal, aunque quizás no merezcan la categoría de "fase". Estas fallas han debido rejugar en tiempos recientes, como lo

indican los materiales terciarios pizados en la falla de BALDAYO.

3.3 CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA TECTONICA

Desde el punto de vista estructural podemos considerar dos dominios diferentes en la zona estudiada situados respectivamente al E y al W de la falla de Molinos de Celán: Al W se encuentra la "fosa blastomilonítica",

NW

SE

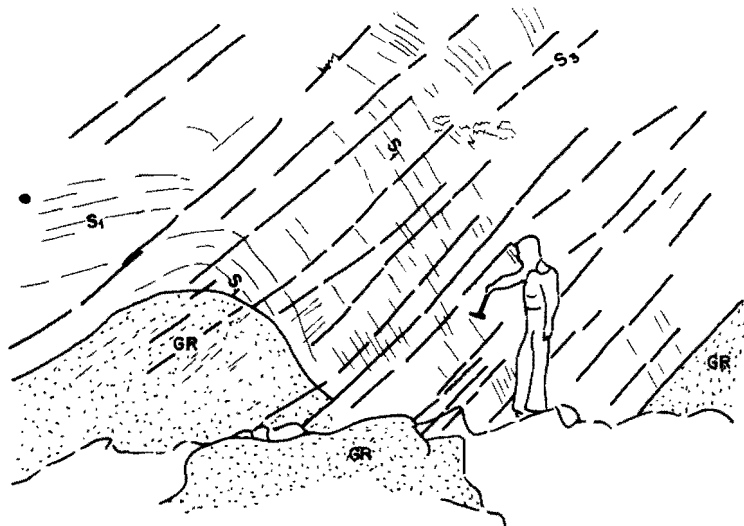


Fig. 11.— (IB—JL—1277). Pliegue de Fase III en gneises alcalinos blastomiloníticos (PC—S_{gn}). Se produce una fracturación paralela a los planos axiales de estos pliegues. El granito hercínico situado en la base está orientado según esta dirección y el contacto con los ortogneises parece haberse plegado. La incorformidad con S₁ es visible en esta zona y en el extremo derecho en donde el granito es claramente cortante.

caracterizada por la extraordinaria abundancia de pliegues de Fase II y la presencia de pliegues Fase III subhorizontales, con escaso desarrollo de los de plano axial subvertical; al E se encuentra una zona caracterizada por el desarrollo de pliegues Fase III con planos axiales subverticales a escala cartográfica (Sinforme de Pazos, Anticlinal de Monte Neme) y a pequeña escala siendo los pliegues Fase III con plano axial subhorizontal casi inexistentes.

Algunos autores (RIES, SCHAKLETON, 1971) han indicado que la fosa tiene algunas características similares a las zonas de raíz de mantos,

como el ser una zona intensamente comprimida con posición subvertical, aunque finalmente sugieren una estructura sinformal. El escaso desarrollo de estructuras de Fase III subverticales y el extraordinario desarrollo de estructuras de Fase II van en la dirección de una zona verticalizada durante la Fase I que pudiera constituir una zona de raíz, aunque de todas formas la estructura de la fosa es complicada en detalle, y sólo podría solucionarse con la continuación de la cartografía hacia el S, y hacia el W, y un estudio exhaustivo de los pliegues menores de Fase II, respecto a los cuales no debe

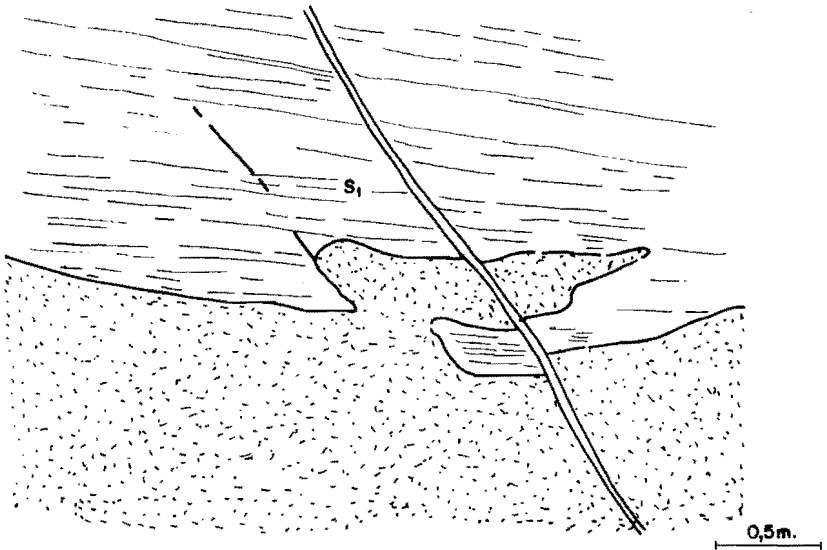


Fig. 12.— (IB—JL—1285). Asimilación de los gneises alcalinos blastomiloníticos (PC—S_{gn}) por granitos hercínicos de dos micas (X_2Y_2) en la localidad de Cayón. Aunque no se expresa en el esquema, estos últimos se encuentran ligeramente orientados. El dique cortante es de pegmatita.

desecharse la posibilidad de que tentan equivalentes cartográficos.

En cuanto a la correlación de la secuencia deformacional de este área con las propuestas por otros autores para el NW de la Península, parece bastante asimilable a los modelos propuestos (JULIVERT et al., 1977) para zonas más externas de la Cordillera, por lo cual todas las deformaciones descritas podrían considerarse hercínicas, si bien en la zona estudiada las Fases I y II en relación con una tectónica tangencial corresponden a una deformación más profunda que las descritas en zonas más externas de la Cordillera (MARCOS, 1973) (PEREZ-ESTAUN, 1978) como lo indican tan-

to el desarrollo de milonitas y fallas dúctiles, como la casi inobservación de pliegues de Fase I, debido a la existencia de una gran cantidad de deformación.

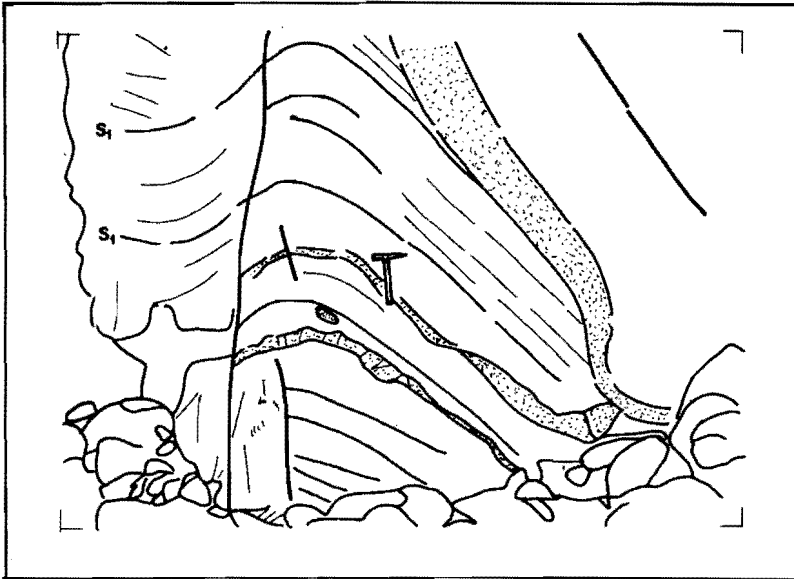


Fig. 13.— (IB—JC—873). Pliegue de 3ª Fase en gneises alcalinos blastomiloníticos (PC—S_{gn}) en la localidad de Cayon. Algunos diques de pegmatitas (en punteado) paralelos o ligeramente oblicuos a la S₁, están deformados por la Fase III. Paralelamente al plano axial se desarrolla una fractura.

4 HISTORIA GEOLOGICA .

La historia previa a la Fase I es bastante incierta, debido a que tanto las relaciones geométricas entre las distintas unidades de rocas como su carácter petrológico iniciales han sido borrados o enmascarados por la intensa deformación que tuvo lugar durante la primera fase y el metamorfismo hercínico respectivamente.

Los metasedimentos de la serie de Ordenes-Pazos podemos considerarlos como una serie eugeosinclinal constituida fundamentalmente por es-

quistos monótonos con rocas ácidas interestratificadas (gneises alcalinos y cuarcitas negras), de probable origen volcánico, presentando al techo una serie esquistoso-grauwáckica que ha sido interpretada como flysch (MON- TESERIN y FERNANDEZ POMPA, 1975) en el plano E de la sinforma de Ordenes. No existe un criterio que pueda ser determinante para establecer la edad de estos materiales. En primer lugar, nunca se han encontrado fósiles; por sus características litológicas, podrían correlacionarse tanto con series precámbricas (FONTBOTE y JULIVERT, 1974), como con series silúricas (MARTINEZ GARCIA et al., 1975).

La presencia en estas series de panales esqueléticos dentro de blastos de albita, ha sido interpretado (DEN TEX y FLOOR, 1967) como indicador de un polimetamorfismo, atribuyendo al Precámbrico el metamorfismo más antiguo, mientras para otros autores (MATTE, 1968) la presencia de estos panales no es un argumento definitivo en favor de un metamorfismo precámbrico.

Estos metasedimentos se han depositado o han sido intruidos por una serie granítica peralcalina-calcoalcalina, sobre la que se han realizado dataciones absolutas (PRIEM et al., 1966) resultando una edad de 460-430 M.A. Para algunos autores (DEN TEX, 1971) estas rocas son representantes de un magmatismo anorogénico en relación con una tectónica distensiva, durante el Ordovícico.

Anteriormente o durante la Fase I intruyen también rocas básicas y ultrabásicas, que muestran una relación intrusiva respecto a los gneises alcalinos al N del Complejo de Agualada, en donde parecen haberse intruido en relación con una falla o cabalgamiento que limita el Complejo por su borde W, dando la impresión de una envolvente alrededor de dicho complejo. Una disposición similar puede observarse en el Sur del Complejo, al N de la Hoja de Santa Comba.

En la sinforme de Pazos y "fosa blastomilonítica" las anfibolitas parecen mostrar especial predilección por los contactos entre gneises alcalinos ortogneises y esquistos, probablemente porque constituyen heterogeneidades por donde resultó más sencilla la asociación metabásicas-metagabros-ultrabásicas, se suponen rocas relacionadas con la corteza oceánica y han sido denominadas ofiolitas.

Las rocas básicas y ultrabásicas de los macizos básicos, del NW de la Península han sido considerados como una secuencia ofiolítica en parte precámbrica y en parte silúrica (DEN TEX, 1978) o como ofiolitas en relación con el ciclo caledoniano (MARTINEZ GARCIA et al., 1975).

Además de las anfibolitas y rocas ultrabásicas (peridotitas, piroxenitas y serpentinitas) aparecen algunos "Boudins" de retroeclogitas incluidos en

gneises alcalinos blastomiloníticos con las proximidades de la falla de Molinos de Celán, en un lugar de la fosa blastomilonítica, ya señalado por VAN CALSTERREN (1977) y en el Complejo de Aqualada. Estas rocas son las únicas de las que se puede argumentar sin reservas que han sufrido un metamorfismo de alta presión. Estas rocas aparecen en numerosos lugares del hercínico europeo, siempre en unidades precámbricas, en zonas fuertemente tectonizadas o en la vecindad de fallas profundas, en estrecha relación con rocas básicas y ultrabásicas (DUDEK, 1977) y se han interpretado tanto como procedentes de rocas intrusivas o efusivas de composición tholeítica que han sufrido un metamorfismo catazonal junto con las rocas adyacentes (DEN TEX, 1971), como emplazadas en formas de cuerpos rígidos por efectos tectónicos, representando su alteración retromórfica una acomodación a su entorno actual (DUDEK, 1977).

Posteriormente a las Fases I y II, sobreimpuestas a todas las rocas descritas anteriormente se han desarrollado una extensa migmatización sobre el área, con producción de granitos de anatexia que van desde para autóctonos a claramente autóctonos. Las rocas básicas han debido suponer una barrera para la propensión del frente migmatítico en el interior de los macizos, aunque en los lugares donde esta barrera era débil o inexistente, como al N de Ora Vella, han intruido granitos palingenéticos, con desarrollo de gneises de alto grado y migmatitas en la serie de Ordenes. Además de los materiales subyacentes en los macizos, situados en el núcleo del Antiforme de Monte Neme, afectados por la migmatización herciniana, que como acabamos de decir propasa en el interior del Macizo de Ordenes, desde la zona de Cances y Ora Vella hacia el W, existe otra zona afectada por la granitización herciniana en Cabo San Adrián e Islas Sisargas, en la parte W de la "fosa blastomilonítica", en donde los ortogneises blastomiloníticos están parcialmente asimilados por granitos hercínicos.

La situación de los gabros en la historia geológica es bastante imprecisa. Afectados únicamente por el metamorfismo herciniano al igual que anfibolitas y ultrabásicas, su relación con las fases de deformación no está suficientemente clara, ya que la ausencia de una esquistosidad bien desarrollada como en las anfibolitas, no quiere decir que no sean pre-fase I, puesto que las rocas piroxénicas (ultrabásicas, retroeclogitas) no desarrollan foliación a pesar de aparecer como boudins rodeados por la foliación milonítica, como se indicó anteriormente. Por otra parte es sintomática el que las rocas básicas y ultrabásicas de los macizos, presentando algunas intrusiones (macizo de Oza y macizo de Barrañán) la misma disposición cartográfica que la banda de anfibolitas y ultrabásicas de Bazar-Carballo, por lo que podría pensarse en una estrecha relación. El problema lo presenta el Macizo de

Monte Castelo (véase Hoja de Santa Comba) ya que nos llevaría a interpretarlo como un klippe en el caso de que fuera anterior a la primera fase. Aunque en el Sur de la Hoja de Santa Comba esto no supondría muchas dificultades, ya que donde se haya encajado, la roca subyacente al macizo dibujan una flexión monoclinal, en la Hoja de Carballo no hemos observado una disposición sinclinal en la Serie de Ordenes, ya que aparece como una serie buzando de forma casi continua al E (Corte III-III'); por lo tanto queda en pie su interpretación como domo o klippe. Hay que hacer constar por otra parte, en cuanto a su relación con la granodiorita de La Coruña, que los gabros aparecen como anteriores al emplazamiento de ésta en la Hoja de Santa Comba.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

Actualmente sólo tienen interés económico los minerales wolframita y casiterita (el mispíquel es accesorio), asociados a filones de cuarzo en el granito cataclástico de Monte Neme, donde son explotados. Otros filones tienen dirección aproximada N-30-E y potencia variable.

El granito leucocrático de Corcoesto fue objeto de dos fases de investigación dentro del Plan Nacional de la Minería por presentar mineralizaciones explotadas ya antiguamente y que corresponde a mispíquel y oro en filones E-O y segregaciones de cuarzo. Las únicas labores importantes realizadas son las superficiales (hoy abandonadas) debido a la verticalidad y discontinuidad de los citados filones. Los estudios de batea en el aluvial de la desembocadura del río Allones han dado una ley baja.

En la zona de Imende existen minas abandonadas en las que se explotó arsénico de los filones de cuarzo concordante con la dirección estructural general, dentro del granito cataclástico, en parte caolinizado.

Estudios metalogenéticos del reciente Proyecto Carballo-Monte Castelo, ha dado mineralizaciones diseminadas nitromagmática en la parte N del macizo de gabros Monte Castelo, así como en las anfíbolitas y banda ultrabásica al O de Javiria.

La paragénesis más importante viene dada por pirrotina-pentlandita-calcopirita en piroxenita y pirita-calcopirita en anfíbolita.

Cerca del límite con la Hoja de Santa Comba se encuentran labores

dentro de la banda ultrabásica Cance-Rabugenta, donde asociadas a las serpentinas aparecen venillas de crisotilo ("cross fiber") de potencia comprendida entre 1 y 15 mm. Aunque de buena calidad, no es rentable su explotación por su reducido afloramiento.

5.2 CANTERAS

Arcillas

Presentan interés las arcillas utilizadas en cerámica y obtenidas de los metasedimentos de la serie de Ordenes y sinforme de Pazos, así como los procedentes de la Cuenca terciaria del NO de Laracha.

Aridos

Algunas canteras para áridos se localizan en leucogranitos, granitos cataclásticos, anfibolitas y gabros, generalmente abandonadas excepto las de San Amaro en la carretera Carballo-Malpica (en granito cataclástico en parte caolinizado por la falla de Beo) y la situada en los gabros de Barrañán, al E de la playa del mismo nombre.

Caolín

Existe caolín en distintos yacimientos graníticos asociados generalmente a fallas tardihercínicas de dirección ONO—ESE, de origen primario hidrotermal.

5.3 HIDROGEOLOGIA

La situación de la Hoja en el área con mayor índice de pluviosidad anual hace que el interés económico de la hidrogeología subterránea sea mínimo. No obstante sus posibilidades son escasas debido a la baja permeabilidad de la litología. Las rocas metamórficas (serie de Ordenes), básicas y ultrabásicas no parecen presentar mantos productivos en profundidad, mientras que las rocas granitoides es posible en algunos casos que presenten mantos cautivos profundos.

Han sido aprovechados diversos manantiales considerados minero-medicinales.

En el contacto de las anfibolitas y gabros con metasedimentos existen surgencias aprovechadas según calicatas realizadas.

La red fluvial está reducida prácticamente a la del río Allones que discurre de E a O.

6 BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P.M. et A. FERRAGNE (1978).— "Le Precambrien Polymetamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique Temoin d'un nappe de charriage calédonienne?". *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos* 27. Edición homenaje a I. PARGA PONDAL.
- APARICIO, A.; GARCIA CACHO, L. y PEINADO, M. (1975).— "Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central Español". *Bol. Geol. y Min. de España*. T. LXXXVI-IV.
- ARPS, C.E.S. et al. (1977).— "Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide". *Leidse Geol. Meded. Deel* 51.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954).— "Recherches Morphologiques dans le NW de la Peninsule Iberique".
- CAPDEVILA et FLOOR, P. (1970).— "Les différentes types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne". *Bol. Geol. y Min.* T. 81.
- DEN TEX, E.; FLOOR, P. (1967).— "A blastomylonitic and polymetamorphic "graben" in Western Galicia (NW Spain)". *Etages tectoniques, A la Bacorniere Ed.* 169.
- DEN TEX, E.; FLOOR, P. (1971).— "A synopsis of the Geology of Western Galicia Hist. Struct. Gife Gascogne". *Technip Ed.*, 1.
- DEN TEX, E. (1978).— "El zócalo Policíclico y su importancia en la evolución de la cadena varisca en Galicia Occidental". *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos* 27. Edición homenaje a I. PARGA PONDAL.
- DUDEK, A. (1977).— "Les eclogites dans les Variscides de l'Europe Centrale et Occidentale". *Boll. intern. CNRS, Rennes*, núm. 243, pp. 105-111.
- FONTBOTE J.M.; JULIVERT, M. (1974).— "The Precambrian in the Iberian Peninsula. Precambrien des zones mobiles de l'Europe". *Conference Iiblice 1972*. Praha.

- I.G.M.E.— "Proyecto: Estimación del potencial minero en el subsector I Galicia. Area 1 y 2 Carballo-Noceda-Santa Comba (La Coruña)". *IGME*. Plan Nacional de la Minería.
- I.G.M.E.— "Estudio de posibilidades mineral del área Santa Comba-Bembibre-Salgueiros, 2ª fase del proyecto Carballo-Santa Comba". *IGME*. Plan Nacional de la Minería.
- I.G.M.E.— "2ª Fase de investigación en la zona de Corcoesto (La Coruña)". *IGME*. Escala 1:10.000. Plan Nacional de la Minería.
- I.G.M.E.— "2ª Fase de investigación de W-Sn, en la zona de Monte Neme (La Coruña), Escala 1:10.000". *IGME* 1977. Plan Nacional de la Minería.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIROL, CONDE (1974).— "Mapa de la Península Iberica y Baleares. 1:1.000.000". *Memoria explicativa*.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A. (1977).— "La structure de la chaine hercynienne dans le secteur iberique et l'arc ibero-armoricain". *Boll. intern. CNRS, Rennes*, núm. 243, pp. 429-440.
- KONING, H. (1966).— "Les types des roches basiques et metabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne)". *Leidese. Geol. Meded, Deel* 36.
- MARCOS, A. (1973).— "Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España)". *Trabajos de Geología (Univ. de Oviedo)*.
- MARTIN CARDOSO, G. et al. (1953).— "Mapa Geológico de España, E: 1:50.000. Carballo, Hoja 44". *Publicaciones IGME*.
- MARTIN GARCIA, E.; FERNANDEZ POMPA, F.; ARCE, M.; FERNANDEZ MARTINEZ, F.; FERNANDEZ TOMAS, J. y MONTESERIN, V. (1975).— Nuevos datos para la interpretación del complejo básico de Cabo Ortegá (Galicia, NW España)". *Tecniterrae*. Agosto-septiembre.
- MASKANT, P. (1970).— "Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain". *Leidse Geol. Meded*, vol. 45.
- MATTE, PH. (1968).— "La estructura de la virgation Heryniense de Galice (Espagne)". *Geologia Alpine* 44 (1968).
- MONTESERIN LOPEZ, V.; FERNANDEZ POMPA, F. et al. (1975).— "Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 21 (5-4) La Coruña". *Publicaciones del IGME (MAGNA)*.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978).— "Estratigrafía y estructura de la rama S de la zona Astur Occidental-Leonesa". *Memoria IGME*. T. 92.
- PRIEM et al. (1966).— "Isotopic evidence for Uppe Cambrian or Lower Ordovician granite emplacement in the Vigo area North-Western Spain". *Geol. Mijub* 45; pp. 36-40.

- RAMSAY, J.G. (1967).— "Folding and fracturing of rocks". *Macgraw Hill, New York*.
- RAMSAY, J.G. and GRAHAM, R.H. (1970).— "Strain variation in shear belts Canadian". *Journal of Earthe Sciencies* 7, 786.
- RIBEIRO, A. (1974).— "Contribution à l'Etude tectonique de Trás-os-Montes Oriental". *Servicios Geológicos de Portugal, Mem.* 24.
- RIES, A.; SHOOKLETON, R.M. (1971).— "Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, remnants of a Hercinian thrust plate". *Nature Physical Science*. Vol. 234.
- SIBSON, R.H. (1977).— "Faults rocks and faul Mechanism". *J. Geol. Soc. Lond.* vol. 133.
- WAKEFIELD, J. (1977).— "Mylonitization in the lethakane shear zone Eastern bostswand". *Jl. Geol. Soc. London*. Vol. 133.
- WARNAARS, F.N. (1966).— "Las rocas básicas de Monte Castelo (La Coruña)". *Leidse Geologische Mededelingen*, Deel 36.
- WARNAARS, F.W. (1967).— "Petrography of a peridotite amphibolita —and gabro— bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain)".



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

I.S.S.N. 0373-2096



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA