



IGME

68

3-6

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CAMARIÑAS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CAMARIÑAS

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizados por T.C.R. S.A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en la misma los siguientes doctores o licenciados en ciencias geológicas.

Geología de Campo y Gabinete: J. Hernández Urroz (T.C.R. S.A.)

Departamento de Geomorfología y Geotectónica de la Universidad de Salamanca: M. Iglesias P. de León

Petrografía (Memoria): C. Casquet Martín, M. Navidad Fernández de la Cruz

Asesoramiento: C.E.S. Arps (Universidad de Leiden)

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 - 35385—1981

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

0 INTRODUCCION

0.1 SITUACION

La Hoja 03-06 CAMARIÑAS del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se encuentra situada en el extremo occidental de la provincia de La Coruña, limitando con el océano por el NW entre las coordenadas $8^{\circ}51'10.8''$ y $9^{\circ}11'10.7''$ de longitud oeste (Greenwich) y 43° y $43^{\circ}10'$ de latitud norte.

Morfológicamente es una zona de fuerte relieve con una altura media de 450 m, costas bajas al NW, nivel del mar y máximas al S y al E en donde superan los 500 metros.

De los ríos, destacan el Grande que cruza la Hoja de Este a Oeste desembocando a la altura de Puete del Puerto, el Castro de menor recorrido que desaparece por la esquina suroccidental de la Hoja y el Jallas, que asoma por el SE.

Los materiales aflorantes corresponden a granitos y granitoides de muy diversos tipos, neises y metasedimentos, con pequeños recubrimientos de sedimentos cuaternarios fundamentalmente debidos a la acción fluvial, que

forman parte de tres unidades; la del Dominio Migmatítico y de las rocas graníticas o Grupo de Lage (PARGA PONDAL, 1960), que flanquea por el Este y por el Oeste a la segunda, el Complejo de Noya (antigua Fosa Blastomilonítica de DEN TEX y FLOOR, 1967) y la correspondiente a una granodiorita tardía, granito de Traba.

Dentro del marco regional, la Hoja se encuentra situada dentro de la zona Centro Ibérica (JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO y CONDE, 1972) que corresponde con la zona V "Galicia Occidental-NW de Portugal" definida por MATTE en 1968.

0.2 ANTECEDENTES GENERALES

Deben distinguirse de entre todos los antecedentes bibliográficos del NW peninsular y más concretamente sobre Galicia, aquéllos de carácter muy general, casi todos previos a la publicación del "Mapa Petrográfico y Estructural de Galicia" de PARGA PONDAL en 1963 y posteriores.

Los primeros comienzan en el "Mapa Petrográfico del Reyno de Galicia" de SCHULTZ en 1834 y el Geológico de Galicia a escala 1:400.000 de HERNANDEZ SAMPELAYO en 1942.

En 1945, CARLE publica un mapa geotectónico del Oeste de Galicia y a partir del año 1946 comienza a funcionar bajo la dirección de PARGA PONDAL el Laboratorio Geológico de Lage que tanto ha contribuido al conocimiento geológico de Galicia.

Siguiendo dentro del primer grupo de trabajos los de LOTZE (1956 y 1957) y del propio PARGA PONDAL (1956, 1958, 1960 y 1963) son algo más recientes.

A partir del año 1963 y con la edición del mapa citado anteriormente, comienzan a publicarse trabajos de mayor detalle, sobre todo coincidiendo con los primeros resultados que sobre la región dan los holandeses de la Universidad de Leiden, que desde 1954 venían trabajando en el Noroeste de España, bajo direcciones de DE SITTER (1955-1957), DE ROEVER (1956-1958) y DE TEX (desde 1959 a la actualidad), cuyos resultados fueron nueve tesis doctorales y unas 60 tesinas.

La superficie que constituye la Hoja de Camariñas ha sido cartografiada en parte o en su totalidad por numerosos autores entre los que cabe destacar a RUBBENS (1963) en el tercio suroriental, MONSTER (1967) en el tercio nororiental, VAN DER WEGEN (1958) en el Noroeste y WOENSTDRÉGT (1966) en el Suroeste, por parte holandesa y a BARD et al. (1971), CAPDEVILLA y FLOOR (1970) y GIL IBARGUCHI (1978). Este último autor se

basa en la cartografía existente para efectuar un estudio petrológico de gran importancia sobre la región de Muxia-Finisterre.

También existe un trabajo de carácter muy general que se prolonga por el Norte, con una cartografía esquemática pero bastante clara de COLLEE y PILAAR (1963).

En 1964 se publica el mapa geológico a escala 1:50.000 de la Hoja de Camariñas, siendo sus autores PARGA PONDAL, LOPEZ AZCONA y MARTIN CARDOSO y también se publican las Hojas 67 (Muxia), 92 (Finisterre) y 93 (Outes), todas ellas de la primera serie del mapa geológico a escala 1:50.000.

También está publicada una síntesis de la cartografía geológica existente a escala 1:200.000 de la Hoja núm. 7, Santiago de Compostela, editada por el IGME, y se encuentran en prensa o en ejecución para el plan MAGNA todas las Hojas colindantes con la de Camariñas.

Otros numerosos trabajos hacen referencia a la zona, pero al ser de carácter más particular, se citarán en los capítulos correspondientes al tema de que tratan.

1 ESTRATIGRAFIA

Pueden distinguirse dentro del ámbito de la Hoja, dos dominios estratigráficos y petrológicos.

El primero de ellos que ocupa los dos tercios de la superficie, corresponde al Grupo de Lage y flanquea por el Este y por el Oeste al segundo, Complejo de Noya que ocupa algo menos del tercio restante.

Se completa el total de la superficie con la granodiorita tipo de Traba, situada en el cuarto cuadrante de la Hoja.

1.1 COMPLEJO DE NOYA ("FOSA BLASTOMILONITICA")

Los materiales que pertenecen a esta unidad, afloran a lo largo de una banda de 7 a 8 kms que con dirección aproximada NNW-SSE atraviesa la Hoja en su mitad oriental.

Dentro de esta amplia franja se han diferenciado dos conjuntos:

- Conjunto central eclogítico-leptinítico, y
- Conjunto litológico envolvente.

De todos los materiales que forman estos dos conjuntos, únicamente se describirán aquí, unos metasedimentos correspondientes al grupo envolvente. De los demás se hablará en el capítulo correspondiente a la petrología.

1.1.1 Metasedimentos del conjunto litológico envolvente (PC-CA)

Son equistos y paraneises de grano fino semejantes a los descritos por ARPS (1970) en torno a Noya.

Muestran dos fases de deformación sinmetamórfica; la primera genera una esquistosidad de flujo mientras que la segunda muestra varios estilos de deformación (crenulación poligonizada, y "strain slip cleavage", con fuerte recristalización de las micas sobre los nuevos planos de movimiento e incluso transposición total de S_1 con formación de una nueva esquistosidad S_2).

En la delgada banda que limita por el E al conjunto eclogítico-leptinítico se ven dos fases más de fractura, superpuestas. La primera genera una esquistosidad de fractura irregular con fuerte cataclasis y ondulaciones no poligonizadas. Esta fase localmente puede ser milonítica como junto al contacto con el conjunto eclogítico-leptinítico. La segunda fase, más débil, desarrolla fracturillas sinuosas con rellenos hidrotermales de baja temperatura.

Petrografía

La paragénesis corriente es:



con apatito, circón, opacos, turmalina y a veces allanita accesorios.

Normalmente la plagioclasa está muy sericitizada. Son características las rocas con metablastos de albíta-oligoclasa inter F_2^1 o sin- F_1 .

Estos incluyen gotas de cuarzo, a veces con microtexturas mirmequíticas, laminillas de mica y en ocasiones granates relictos con textura en atolón y transformándose a una biotita verdosa, a su vez cloritizada.

El origen de estos metablastos resulta por el momento desconocido.

En estas rocas es frecuente una intensa alteración hidrotermal con cloritización total de la biotita.

También se ha observado en un caso un tipo corneánico con pórfidoblastos deformados (pre- F_2) de andalucita totalmente sericitizados. En otra muestra hay sillimanita y FK.

1.2 DOMINIO MIGMATITICO Y DE LAS ROCAS GRANITICAS. GRUPO DE LAGE

Dentro de este capítulo se incluyen las rocas que bordean por el Este y por el Oeste al Complejo de Noya.

Este dominio corresponde al Grupo de Lage definido por PARGA PONDAL en 1960 como "constituido por una asociación de rocas orientadas, graníticas neísicas, glandulares y esquistas que en su conjunto se hallan muy tectonizadas y en parte milonitizadas, y que posteriormente han sufrido parcialmente un intenso proceso de migmatización". Según este autor, flanquean por ambos lados a las rocas del "Complejo Antiguo" (Complejo de Noya).

La polaridad de las series no ha podido establecerse debido al metamorfismo y deformación a que han sido sometidos los materiales aflorantes, y en cuanto a la edad, origen, medio de deposición y correlaciones de los mismos con otras series, tampoco, pues no existe ningún fósil.

Los materiales que aparecen en esta Hoja son granitos de dos micas más o menos homogéneos y enclaves de metasedimentos. Los primeros se describirán en el apartado de la petrología, mientras que los segundos que han sufrido procesos metamórficos (p.e. en Vimianzo) hasta granitos diatexiticos pasando por toda una serie de neises migmatíticos y nebulitas.

Es importante hacer hincapié en el hecho de que al ser el paso de un término al siguiente un tránsito gradual el contacto marcado en la cartografía puede variar mucho según la apreciación personal del autor de la misma.

Únicamente los caos extremos son bien diferenciables, como puede comprobarse en el contacto entre el enclave de metasedimentos sin migmatizar de Vimianzo y el granito de dos micas homogéneo que es el tipo de Dumbria.

El tamaño y distribución de los enclaves, varía mucho destacando entre todos los de los neises glandulares de Salgueiros(1), los metasedimentos de Vimianzo(2) y el neis glandular del Alto de la Cruz(3).

Los restantes enclaves son de menores dimensiones habiéndose cartografiado únicamente los más importantes.

Dentro del Grupo de Lage y para facilitar su descripción se han sepa-

(1) Salgueiros: (x: 4.86.00 y: 47.63.20)

(2) Vimianzo: (x: 4.97.40 y: 47.63.20)

(3) Alto de la Cruz: (x: 4.96.50 y: 47.63.10)

rado dos dominios limítrofes, afectados ambos únicamente por el ciclo Hercínico.

1.2.1 Area occidental

Es la mayor de las dos, ocupando casi la mitad de la superficie de la Hoja, está integrada por los siguientes conjuntos litológicos:

- Metasedimentos y ortoneises glandulares.
- Granitoides diatexíticos autóctonos inhomogéneos y
- Leucogranitos de dos micas anatécicos alóctonos y parautóctonos.

En el apartado siguiente se describirán únicamente los metasedimentos dejando el resto de las descripciones para el capítulo de la petrología.

1.2.1.1 Metasedimentos (PC–Se)

Se conservan en dos zonas, en el valle de Vimianzo, prolongándose hacia el Sur en una sucesión de “enclaves” de grandes dimensiones inmersos en el granito tipo Dumbria y en el tipo Ruña, y en el extremo SW de la Hoja, en torno de Bustelo.

– En la *primera zona*, las rocas dominantes pertenecen al grado medio metamórfico con moscovita estable. Son esquistos micáceos, con delgadas intercalaciones anfíbolíticas (WOENSDREGT, 1966). En los primeros se aprecian bien dos fases de deformación sinmetamórficas, la primera de flujo y la segunda de crenulación. Son características las segregaciones de cuarzo según S_1 .

Petrografía

Se observan dos asociaciones progresivas, productos del metamorfismo regional.

$Q + Pl + Ms + Bt \pm St \pm Gr \pm And$ Grado medio con And.

$Q + Pl + Ms + Bt \pm Sill \pm Gr$ Grado medio con Sill.

Sobre estas asociaciones se desarrollan minerales producidos por el metamorfismo de contacto en los enclaves incluidos en los granitos de dos micas. Se trata de poiquiloblastos de andalucita que a veces encierran a la sillimanita regional y de moscovita, bien como transformación de la andalucita o como blastos cruzados que diluyen la esquistosidad primitiva.

Las asociaciones regionales son interfase o sin- F_2 . En cuanto al metamorfismo de contacto, las andalucitas y moscovitas pueden ser ligeramente anteriores a F_2 o claramente posteriores.

– En *profundidad (zona de Bustelo)* los metasedimentos son migmatíticos bandeados. Se aprecia una foliación bien marcada (F_1). Localmente se superpone una crenulación sinmetamórfica poligonizada (F_2).

Petrografía

Las asociaciones son típicas del alto grado sin Ms estable:

Q + Or peritética + Pl + Bt + Sill ± Crd ± St

con Ap, Zr ± Leucox accesorios.

Normalmente los minerales félsicos están segregados en leucosomas metatéticos, mientras que la Bt + Sill ± Crd forman capas restíticas (melanosomas).

La plagioclasa es oligoclasa ácida (An 20 aprox.) a veces con zonado normal a albita en los bordes. Se observan también, en las zonas más movilizadas, mirmequitas sobre los cristales de ortosa.

La sillimanita es fibrolítica, asociada a Bt y a veces atrapada en los minerales metatéticos (Pl y FK principalmente) y en la cordierita. Esta última, aunque frecuente, suele estar pinnitizada.

La moscovita se presenta en estas rocas como mineral tardimetamórfico en forma de grandes placas cruzadas, generalmente sobre Bt o haces de sillimanita, con bordes simplectíticos y también como producto de la moscovitización en bordes de la biotita, proceso en el que se liberan agujillas de illmenita. También como transformación de los feldespatos.

1.2.2 Area oriental

Situada en el borde Este de la Hoja se pueden distinguir en ella cuatro litologías:

- Metasedimentos.
- Paraanfibolitas.
- Granitos de dos micas, e
- Intrusiones pre- F_2 (ortoneises glandulares).

Como en el caso del área occidental se tratará aquí de los dos primeros grupos de materiales dejando los restantes para el capítulo de la petrología.

1.2.2.1 Metasedimentos (PC–Se)

Son neises migmatíticos en zona de Sill + FK con una foliación (F_1) localmente plegada (F_2).

A diferencia del dominio occidental, son rocas de composición grauvá-

quica, lo que se refleja en la escasez o ausencia de FK en las asociaciones y la persistencia de granate relicto muy escaso en las paragénesis migmatíticas occidentales. La cordierita se ha encontrado en un caso.

La paragénesis es pues:



Con turmalina, apatito, circón accesorios y moscovita abundante secundaria sobre biotita, sillimanita y quizá en parte sobre FK lo que explicaría su relativa escasez.

Los bandeados migmatíticos los forman capas aplograníticas de Q + oligoclasa (An 1015) alternando con melanosomas de Bt + Sill.

1.2.2.2 *Paraanfibolitas*

Son neises anfibólicos y cuarzo anfibolitas probablemente para-derivadas, en pequeñas bandas no superiores a los 15 cm.

La paragénesis observada es:



con opacos, circón, apatito \pm esfena \pm allanita accesorios.

La plagioclasa varía según el contenido de cuarzo de la roca entre andesina ácida y labrodorita/bitcwnita (An 70).

Estas rocas muestran una incipiente retrogradación con formación de clorita + Czoisita + opacos.

1.3 EDAD DE ESTOS MATERIALES

Ya se ha dicho en los apartados anteriores que la ausencia de fósiles hace difícil el poder determinar con exactitud la edad de estos materiales.

Las rocas que afloran dentro del Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica") deben tener una edad Precámbrico-Cámbrico, puesto que las dataciones de PRIEM et al. (1970) para los neises intrusivos en ellos, dan 460 a 430 m.a., esto es, Ordovícico inferior-Silúrico. Por lo tanto han de ser como mínimo anteriores a esta edad.

Los materiales del Grupo de Lage pueden abarcar desde el Precámbrico hasta el Silúrico. Esta edad se da por correlación con otras series datadas del noroeste de la Península.

Según GIL IBARGUCHI (1979) los neises glandulares se originaron seguramente a partir de rocas ígneas. En el trabajo que hace sobre esta región Muxía-Finisterre, este autor discute la edad, posición estratigráfica y correlación, inclinándose a considerar, que aquí "constituyen una serie or-

tonésica (probablemente Precámbrica ya que el tránsito a los metasedimentos del Paleozoico inferior es gradual) que desde un punto de vista metamórfico representa un zócalo afectado por la orogenia hercínica”.

Si se admite esta edad, la de los metasedimentos situados encima —estructuralmente— podría ser o bien Cámbrico inferior como en Miranda Do Douro (RIBEIRO, 1974) o bien Ordovícico inferior como en el anticlinorio del Olló de Sapo.

1.4 CUATERNARIO

Los materiales más antiguos corresponden a los situados sobre la rasa litoral costera que puede observarse en la esquina noroeste de la Hoja.

El resto de los depósitos son playas, suelos más o menos evolucionados y sobre todo aluviales.

1.4.1 Pleistoceno (Q₁P–RL)

Corresponden a relictos de depósitos situados en una antigua superficie de erosión costera, común a casi toda la costa oceánica gallega.

Son bloques de granodiorita poco evolucionados y de poco desarrollo. Lo que indica este contacto es el límite de la rasa litoral, suavemente inclinada hacia el mar.

1.4.2 Holoceno (Q₂A1, Q₂P, Q₂I)

No presentan gran importancia los sedimentos de las llanuras aluviales y fondos de vaguada dentro de la Hoja.

Son arenas y gravas que provienen de la denudación de macizos nélsicos, graníticos o esquistosos (relacionadas con la naturaleza del área madre), y que están poco evolucionadas.

Presentan una matriz areno-arcillosa y son generalmente poco potentes.

Las playas actuales están formadas por arenas homométricas y heterométricas en las que existe un predominio de la fracción ligera sobre la pesada (aproximadamente del 99 y 1 por ciento respectivamente), destacando en esta última fracción la presencia de casiterita.

Bajo la denominación de cuaternarios indiferenciados se han reunido los suelos eluviales, que a veces pueden englobar algún canto poco evolucionado.

2 TECTONICA

En la Hoja de Camariñas se distinguen tres conjuntos:

- El Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica").
- El Dominio migmatítico y de las rocas graníticas, "Grupo de Lage", y
- La granodiorita de Traba.

Los dos primeros conjuntos muestran estructuras atribuibles exclusivamente al Ciclo Hercínico, aunque el primero fue afectado, al menos en parte (eclogitas ± granulitas) por un evento térmico de edad más antigua.

La granodiorita de Traba, que corresponde a un granito tardío de la serie calcoalcalina (CAPDEVILLA y FLOOR, 1970) se encuentra únicamente afectada por las fases tardihercínicas de fracturación.

Antes de entrar en la descripción de cada uno de estos conjuntos, se hará una pequeña introducción sobre los antecedentes generales, especialmente en lo referente al Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica"), dada la polémica desarrollada sobre su génesis.

2.1 COMPLEJO DE NOYA, "FOSA BLASTOMILONITICA"

Bajo este título se han agrupado rocas que se corresponden a parte del "Complejo Antiguo" definido por PARGA PONDAL (1960) formado por un "Conjunto o complejo de rocas: granitos, neises y esquistos, en general muy variado, pero que se distingue claramente por su aspecto de las rocas del Grupo de Lage".

Las principales diferencias según él serían:

- Alto metamorfismo a que han sido afectadas.
- Una lineación mineral muy marcada.
- Una deformación ultramilonítica, que afecta a todas las rocas del Complejo, junto con una intensa cataclasis y fuerte recristalización, y
- Frecuentes intrusiones de rocas básicas, en forma de filones o grandes lentejones, en general concordantes y profundamente metamorfizados y transformados en anfíbolitas y eclogitas.

Este complejo podría seguirse según este autor desde Malpica (La Coruña) hasta Vigo (Pontevedra), con una dirección Norte-Sur.

De las rocas que constituyen el Complejo, hace hincapié en unos neises peralcalinos (con riebeckita y ferrohastingsita), intrusivos en las otras rocas del Complejo, y que no se encuentran nunca en las pertenecientes al Grupo de Lage.

Para este autor, las rocas del Complejo son más antiguas que las del

Grupo de Lage, no sólo por la no existencia en estas últimas de los neises peralcalinos, sino por presentar los primeros, fenómenos de polimetamorfismo y granitizaciones desconocidos en el resto de las rocas de Galicia. Sostiene además, que el contacto entre el Complejo y el Grupo de Lage es tectónico, aún cuando no llega a observarse bien dicho contacto. Dice por fin, que debe corresponder al ciclo sedimentario y orogénico más antiguo de Galicia.

En 1961, DEN TEX denomina a este Complejo "Fosa Blastomilonítica", nombre que hasta la actualidad han venido manteniendo los geólogos de la escuela de Leiden para los estudios efectuados en la zona en que ésta se encuentra.

Entre todos los trabajos que se han hecho, son fundamentales los de AVE LALLEMANT (1965), DEN TEX (1965), FLOOR (1965 y 1966), PRIEM et al. (1966) y DEN TEX y FLOOR (1967).

En el último de estos trabajos, síntesis de los anteriores, dan una historia del metamorfismo, plutonismo y tectónica de la Fosa, tras estudiar con gran detalle las rocas que se encuentran en ella.

Según estos autores, los terrenos, posiblemente precámbricos, sufren una serie de procesos epirogénicos, con la formación de un "graben" en el Ordovícico, limitado por fallas normales, en el que intruyen unos magmas graníticos, que producen fenómenos de metamorfismo de contacto en los paraneises adyacentes y es interrumpido por la intrusión de diques básicos.

Según PRIEM et al. (1966), la edad de la cristalización de los magmas graníticos sería entre 500 y 465 m.a.

El nivel estructural en que se encuentran estos materiales antes de la orogenia hercínica determina el que sufran una deformación penetrativa y un metamorfismo de tipo de Abukuma, produciéndose fenómenos de neisificación y metablastesis en los granitos deformados, recristalización de las rocas básicas en anfibolitas y deformación y metamorfismo en los paraneises.

Las rocas situadas fuera del "graben" sufrirían una transformación más intensa, alcanzando el frente de migmatización y granitización subsecuente.

En la interfase F_1^2 intruirían las granodioritas precoces.

Más tarde, existe una de esfuerzos Post F_2 , y se producen nuevas fallas normales, además de reactivarse otras preexistentes dando lugar al "graben" actual.

Al final de los movimientos hercínicos se produce un fenómeno de aplastamiento que deforma y filonitiza en parte las granodioritas precoces y los granitos paligenéticos de dos micas.

Posteriormente se emplazarían las granodioritas y granitos de dos micas

tardíos que cortan al "graben" al Sur de esta Hoja (granito tipo Confurco y de Caldas de Reyes).

Por último estos autores señalan que durante el Terciario se produce una reactivación de las fallas que limitan "La Fosa" y se deposita en ella Mioceno lacustre.

Más recientemente se publican nuevos trabajos sobre la "Fosa" como son los de ARPS (1970) con un estudio petrológico muy detallado y cartográfico en el que se estudia también parte del Grupo de Lage, PRIEM et alt. (1970) que datan el plutonismo ordovícico (460 a 430 m.a.), DEN TEX y FLOOR (1971), ENGELS et alt. (1974), DEN TEX (1974) y DEN TEX (1977), en los que se mantienen las ideas previas, aunque en el último trabajo citado se da gran importancia a la intrusión de los granitos del Ordovícico superior y el metamorfismo acompañante como expresión de una distensión subcontinental durante los tiempos caledonianos.

En 1977, ARPS et al., proponen como mecanismo para la formación de la "Fosa" la existencia de un penacho o "mantle plume" en el Paleozoico inferior, que intruiría originando un domo que daría lugar a la formación de fallas profundas con movimiento vertical, produciéndose una tectónica de "Horst" y "Graben". Uno de estos "Graben" correspondería a la "Fosa". Según ellos, los neises alcalinos y peralcalinos se hallarían en relación con este diapiro y el domo térmico que lo acompaña.

Recientemente VAN CALSTEREN y DEN TEX (1978) proponen, siempre en la línea anterior, que asociado al emplazamiento diapírico de un penacho con rejuvenecimiento de la base de la corteza, tiene lugar la formación de un rift continental, que da lugar a una incipiente expansión oceánica durante el Paleozoico inferior en el occidente de Galicia.

Este proceso fue acompañado de la "Fosa" por abundante magmatismo granítico de tendencia peralcalina durante el Ordovícico y el Silúrico.

En 1971, RIES y SHACKLETON publican un estudio en el que se interpreta los complejos de "Cabo Ortegal", "Ordenes", "Fosa Blastomilónica", "Braganza" y "Morais" como restos de un gran cabalgamiento de al menos unos 150 kms hacia el Este, durante la orogenia hercínica, de materiales precámbricos sobre depósitos silúricos.

De la "Fosa", sugieren que se trata de una sinforma en cuyo núcleo se encuentra el citado manto.

BAYER y MATTE (1979) proponen recientemente para "Cabo Ortegal" un modelo similar al anteriormente citado.

2.1.1 El “Complejo de Noya” (“Fosa Blastomilonítica”) en la Hoja de Camariñas

Según se dijo en el capítulo de estatigrafía y de petrología, está formado principalmente por un conjunto central eclogítico-leptinítico compuesto por neises félsicos y eclogitas, con algún ortoneis y un conjunto litológico envolvente del anterior, compuesto a su vez por metasedimentos y ortoneises y anfibolitas.

Constituye una ancha banda de varios kilómetros de anchura, que con dirección NNE–SSW cruza la Hoja.

Se ha constatado la presencia de al menos dos fases de deformación, la primera genera una esquistosidad de flujo y la segunda de crenulación acompañada a veces de recristalización, y que

- Las S_1 debió de tener una disposición original subhorizontal mientras que la S_2 es subvertical con ligera vergencia al Este.
- Las lineaciones de intersección y los ejes de los pliegues buzan suavemente al Norte.
- Las lineaciones de estiramiento tienen dirección aproximada N–S y son subparalelas a los ejes de los pliegues.
- Los niveles de cuarzo de exudación están afectados por la F_2 .
- Existen fases tardías en relación a accidentes locales que dan lugar a una esquistosidad de crenulación débil y recristalización.
- Los pliegues de 2ª fase que se observan, tanto en las rocas del Complejo como en las exteriores al mismo, muestran una asimetría que indica, en todos los casos, la existencia de una sinforma situada hacia el centro del Complejo y aproximadamente paralela a los límites del mismo.

Por todo lo citado, parece que el “Complejo de Noya” se encuentra en el núcleo de un pliegue sinformal de Fase 2, flanqueado por rocas del Grupo de Lage.

Los argumentos petrológicos sugieren la existencia dentro del Complejo de Noya de una discontinuidad metamórfica entre un *conjunto eclogítico-granulítico* encima y un *conjunto envolvente* debajo, este último probablemente monometamórfico.

Todos estos datos están de acuerdo con una tectónica en escamas, más coincidente con la hipótesis de RIES y SHACKLETON que con la de los autores holandeses.

En cuanto a los contactos laterales (del Complejo de Noya) no llegan a observarse directamente pero se pueden trazar con gran aproximación debido a que existe una marcada diferencia litológica y metamórfica entre los

materiales de dentro del Complejo y los de fuera, más grauwackicos y los primeros y más pelíticos los segundos.

2.2 DOMINIO MIGMATITICO Y DE LAS ROCAS GRANITICAS. GRUPO DE LAGE

Los materiales pertenecientes a este Grupo ocupan casi las dos terceras partes de la superficie de la Hoja.

Se encuentran afectados por dos fases de deformación hercínicas.

En los esquistos y neises glandulares la primera fase genera una esquistosidad de flujo, más clara en los segundos que en los niveles esquistosos, en donde es menos patente debido a la intensidad de la segunda fase.

No se han podido observar megaestructuras ligadas a esta primera fase.

La segunda fase, que da una esquistosidad de crenulación acompañada de recristalización, llega a obliterar la S_1 en los metasedimentos en algunos puntos.

En cuanto a los granitos de dos micas, se ha podido apreciar que están deformados por esta Fase, sobre todo el granito Tipo Dumbria que presenta una clara orientación.

Relacionadas con esta segunda fase, se han determinado dos estructuras mayores y una menor localizadas al Oeste del Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica") y que son respectivamente:

- Antiforma de los neises glandulares de Salgueiros.
- Antiforma de los neises glandulares del Alto de la Cruz.
- Sinforma de los metasedimentos de Vimianzo.

Al Este del Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica") parece evidenciarse otra antiforma, pero su trazado cartográfico no se ha podido efectuar.

Las características geométricas de las estructuras anteriores son las siguientes:

- Dirección aproximada N–S y plano axial vergente hacia el Este.
- Los neises glandulares se encuentran estructuralmente en la parte más baja de estas estructuras (p.e. zona Este del enclave de Vimianzo en donde constituyen el núcleo).

2.3 FRACTURAS

Con posterioridad a las fases principales de deformación existen dentro del ámbito de esta Hoja varias fases de fracturación que corresponden a fallas

normales y de desgarre.

Por el Sur-Este de la Hoja, se encuentra la más importante de todas las que afectan al Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica"), con una dirección N 50° E.

Aunque dentro de nuestra zona de estudio no modifica el trazado de la cartografía, los autores de la Hoja de Outes (03-07), han podido determinar su funcionamiento, y corresponde a una falla normal cuyo labio hundido es el Norte, con un salto aproximado de 600 a 800 metros.

Por todo el resto de la Hoja existe un sistema de diaclasas tardías muy desarrollado, que se observa muy bien en la granodiorita tipo Traba, con direcciones NE-SW y NW-SE, y a favor de las cuales se han implantado numerosos cursos de la red hidrográfica.

El sistema de diaclasas dentro y fuera de la "Fosa" es diferente.

En granitos modernos es un sistema hexagonal (tipo Confurco) sin deformación.

En los ortogneises antiguos hay un desarrollo paralelo a los esfuerzos y conjugado.

Estas fracturas están localmente cicatrizadas por diques de cuarzo y pegmatilitas.

2.4 FASES DE DEFORMACION

Las fases de deformación que se pueden reconocer bien en la Hoja son la Fase 1 y la Fase 2. (Hercínicas).

La Fase 1 que se corresponde también con la F.1 de MATTE (1968) y de ARPS (1970).

En el campo no han podido observarse estructuras en relación a esta Fase, aunque por correlación con áreas regionales próximas se supone que se formaron grandes pliegues isoclinales fuertemente vergentes al Este —planos axiales subhorizontales— y con dirección aproximada Norte-Sur.

Esta Fase produce una esquistosidad de flujo subparalela a la S_0 que puede observarse muy desigualmente a lo largo y ancho de la Hoja, en relación a la composición de las rocas. En general, puede verse bien en los ortogneises, mientras que en rocas más pelíticas suele estar enmascarada por la S_2 .

La lineación de estiramiento que origina tiene unas direcciones aproximadas Norte-Sur y con inclinaciones suaves al Norte, desde 15° a la horizontalidad.

A veces en lámina delgada han podido evidenciarse micropliegues de esta Fase plegados por la F_2 .

La segunda Fase de deformación, tiene una gran importancia dentro del terreno de estudio pues es la que marca las megaestructuras con plano axial subvertical o fuertemente vergentes al E, representadas en la Hoja, y ya citadas en los dos apartados anteriores como principales:

- Antiforma de los neises glandulares de Salgueiros.
- Sinforma de los metasedimentos de Vimianzo.
- Antiforma de los neises glandulares del Alto de la Cruz.
- Sinforma del Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica").

Esta fase ha originado la deformación más visible de la Hoja, tanto en rocas metasedimentarias como plutónicas, salvo lógicamente, en las rocas tardi o post-hercínicas.

En los sedimentos más pelíticos está caracterizada por una esquistosidad de crenulación muy penetrativa, mientras que en las rocas graníticas ha originado a veces, una orientación planolinear de los minerales que las constituyen.

Las direcciones de las trazas axiales de las macroestructuras son subparalelas y cercanas a la Norte-Sur, evidenciándose una mayor amplitud en los pliegues de los ortoneises y metasedimentos del Grupo de Lage, que en el Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica") en donde son mucho más apretados. Esto podría estar en relación con el desarrollo de una gran zona de cizallas dextra, durante esta fase (IGLESIAS P. de LEON y CHOUKROUNE, 1979, ined.).

La lineación de crenulación puede medirse muy bien, y suele tener una dirección cercana a la Norte-Sur, con una ligera inclinación al Norte (entre 0 y 10°).

Las fases tardías son muy locales dentro del ámbito de la Hoja, en el campo desaparecen en unos pocos metros, observándose únicamente con claridad al microscopio, en donde se evidencian "kink-bands". Deben estar en relación con accidentes de pequeña entidad.

2.5 MICROTECTONICA

Se distinguen bien dos fase hercínicas sinmetamórficas. La primera responsable de la esquistosidad de flujo general. La segunda se observa predominantemente en el Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica"), donde a veces traspone totalmente a la primera. Algunos indicios, tales como granates relictos o arcos poligonales plantean la posible existencia de una fase de deformación más antigua (v. Memoria de las Hojas 03-07, 03-08 y GIL IBARGUCHI, 1979).

Los neises félsicos (leptiníticos) y ortoneises del Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica") muestran una estructura planar o plano-linear de origen milonítico acompañada por recristalización (blastomilonitas en el sentido de BELLAIRE, 1971) con desarrollo de capitas de cuarzo lenticulares y granoblásticas.

En ambos casos, este estilo de deformación sugiere intensa cizalla en rocas mecánicamente frágiles y es compatible con la existencia de superficies de cabalgamiento.

La edad de la milonitización en los neises félsicos es asimilable a la F_1 (probablemente tardi- F_1) en base a la intensa recristalización que por el contrario no se observa en la granodiorita precoz, sólo afectada por la F_2 .

La existencia de milonitas no recristalizadas e incluso, en alguna muestra, probablemente policíclicas, sugiere una tectónica "cassante" tardía, observada en todas las litologías que forman la Hoja y que determina en gran parte el contacto anormal oriental del Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica").

Esta tectónica facilita el acceso de disoluciones hidrotermales responsables de los efectos de transformación a baja temperatura que se observan en toda la Hoja y que son muy importantes precisamente junto al contacto oriental del Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica").

3 HISTORIA GEOLOGICA

Debido al metamorfismo, tanto regional como de contacto a que fueron sometidos los materiales que afloran en la Hoja de Camariñas, poco se puede decir de la historia preorogénica de los mismos.

Tampoco han podido establecerse columnas estratigráficas ya que por un lado la intrusión de las rocas ígneas ocupando una gran extensión, y la presencia por otro lado de tres o más fases de deformación, cuya geometría difícil precisar, especialmente de las dos primeras, lo impiden.

Sin embargo, correlacionando estos materiales con los de otras zonas en donde el metamorfismo ha sido menor, se puede suponer que estas series del Precámbrico y Paleozoico se debieron depositar en un medio de plataforma más o menos somero.

Las rocas que afloran dentro del Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica"), debieron sufrir durante el Ordovícico-Silúrico un metamorfismo térmico debido probablemente a un ascenso del manto en

esta zona. Esto se traduce en la formación de eclogitas y granulitas y en el emplazamiento en niveles corticales altos de magmas peralcalinos y calcoalcalinos, así como de tipos composicionalmente basálticos. Este conjunto fue metamorfozido y plegado intensamente durante la orogenia hercínica.

La primera de las fases del Hercínico, cuya geometría no se ha podido establecer, debió dar lugar a pliegues tumbados, vergentes al Este.

Es muy probable que sea al final de esta fase cuando se efectúa el cabalgamiento que daría lugar al emplazamiento del Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica"), sobre las rocas del Grupo de Lage.

Ya durante la segunda fase, más conocida, los pliegues que se formaron presentan un plano axial subvertical o buzando fuertemente al Oeste.

Poco se conoce respecto al metamorfismo prehercínico de alto grado que afectó a alguna de las rocas de la Hoja, mientras que se puede suponer que durante la primera fase hercínica se inicia un metamorfismo que alcanza su máximo desarrollo entre ésta y la segunda, produciéndose el emplazamiento de los granitos de dos micas que son deformados por esta última.

La *granodiorita precoz* se emplazó en la interfase F_1^2 a lo largo de una zona de debilidad cortical ya existente y que tenía la dirección actual de la "Fosa".

Con posterioridad a estas fases, se emplazaría la granodiorita de Traba.

Existe por fin un período de fracturación durante los movimientos tardihercínicos, a partir del cual queda ya totalmente configurada la estructura geológica de la región, pues las pequeñas estructuras que aparecen a partir de entonces se deben a un rejuego de fallas.

4 PETROLOGIA

El estudio petrográfico pone en evidencia, la existencia de tres dominios distintos en cuanto a evolución y litología. Estos son: El Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica"), en donde existen motivos para suponer la existencia de rocas polimetamórficas y los dos dominios limítrofes, probablemente monometamórficos, esto es, sólo afectados por el Ciclo Hercínico y que corresponden al "Grupo de Lage" (PARGA PONDAL, 1960).

4.1 COMPLEJO DE NOYA ("FOSA BLASTOMILONITICA").

Se pueden distinguir dos conjuntos litológicos, que son difíciles de

separar en el campo dada la alteración y el recubrimiento existente.

– El formado por las eclogitas retrógradas + neises félsicos (neises leptiníticos), y

– Un conjunto envolvente formado por metasedimentos, ortoneises y anfíbolitas.

4.1.1 Conjunto central eclogítico-leptinítico

4.1.1.1 *Neises félsicos (leptiníticos)* (PC-CA_T)

Los neises leptiníticos entre los que se localizan las lentillas eclogíticas, son rocas con una fuerte estructura planar blastomilonítica en el sentido de BELLAIRE (1971).

Petrografía

Pueden distinguirse dos tipos: 1) biotítico-hornbléndicos, y 2) moscovítico-biotíticos sin anfíbol primario.

Todos los neises leptiníticos son rocas muy feldespáticas y muestran granate abundante como fase relicta claramente premilonitización. Este granate pasa en las grietas a una biotita verdosa generalmente cloritizada \pm Clinozoisita.

Los accesorios “refractarios” ricos en elementos radiactivos tales como circón y allanita son muy abundantes así como el rutilo.

La allanita se transforma a Czoisita, dando bordes policristalinos mientras que el núcleo se isotropiza.

El rutilo se transforma en los bordes a esfena.

Destaca, asimismo, en estas rocas la abundancia de (clino) zoisita de varias procedencias.

En los neises de Bt-Hb la sucesión de episodios deducidos del análisis textural es el siguiente:

1.– $Q + FK + Gr \pm Zo \pm Anf$; acc: All., Rt., circón.

2.– Cristalización de Bt y posible recristalización de Fpatos (albita + FK) que corroen a los primeros.

-----MILONITIZACION-----

3.– Retrogradación (clorita, Czoisita, saussurita, uralita). La Czoisita puede proceder de allanita, zoisita, granate y anfíbol.

4.– Formación póstuma de bordes epidóticos sobre Czoisita.

En los neises moscovíticos (fengita) biotíticos más aluminicos, la evolución es la misma. No existe anfíbol y hay una intensa recristalización de

moscovita en el episodio 2.

Neises leptiníficos semejantes, con HB + (clino) zoisita han sido interpretados por VOGEL (1962) como granulitas en Cabo Ortegá, proponiendo incluso establecer una subfacies dentro de la facies de las granulitas hornbléndicas (FYFE et al. 1958; De WAARD, 1965). El granate rico en calcio (se transforma en Czoisita) apunta en este sentido.

El episodio 2) refleja una fuerte introducción de H₂O en el sistema y correspondería al metamorfismo Hercínico en F. Anfibolitas bien representado en las eclogitas asociadas.

4.1.1.2 *Eclogitas (E)*

Son rocas granoblásticas de grano fino variablemente retrogradadas a asociaciones anfibolíticas por lo que pueden distinguirse todas las transiciones entre eclogita de anfíbol y anfibolitas citadas por VOGEL (1966) y VAND DER WEGEN (1978). Forman lentillas discontinuas en los neises félsicos (leptiníficos).

Petrografía

La paragénesis eclogítica la forman:

Granate + Cpx + Distena.

con rutilo ± cuarzo ± mica blanca.

El granate forma granillos euhedrales que incluyen a veces granos de rutilo. El Cpx xenoblástico respecto del granate es un tipo incoloro rosado con composición onfacítica (WEGEN, 1978). El cuarzo y la mica blanca (fengita) son frecuentes en pequeñas proporciones e intersticiales.

Sobre esta asociación de alta P y T se superpone una anfibolitización en dos fases sucesivas:

1) Poiquiloblastos de anfíbol incoloro-verde pálido que incluyen sin transformarlos a los granos de granate y de rutilo. Se forma principalmente a expensas del Cpx. A veces estos blastos muestran un zonado con bordes de tonalidad verde más intensa. A estos anfíboles se les asocian a veces crecimientos de prismas de zoisita que incluyen también al granate y al rutilo e intercrecen con el anfíbol. (Véase apartado 4.5).

2) Crecimientos simplectíticos de anfíbol verde + albita en los bordes de los metablastos anteriores y en los espacios intergranulares entre el Cpx residual y el granate. Con esta simplectita se asocian granillos de Czoisita y el rutilo se transforma a esfena en los bordes. El granate relicto presenta a veces un borde quelifítico de Anf verde + Czoisita + Plag + Flogopita. Esta

última se encuentra también como pajuelas aisladas en las simplectitas intergranulares.

Esta fase corresponde a la Facies Anfibolitas (véase apartado 4.5). Las rocas resultantes de estas dos fases de transformación conservan algo de granates mientras que el Cpx llega a desaparecer por completo. (Véase apartado 4.5).

Finalmente y con carácter local, en las zonas milonitizadas se observa una tercera fase de retrogradación con desaparición total del granate y formación de anfibolitas de bajo grado (WINKLER, 1974) con la asociación de Esquistos verdes. (Véase apartado 4.5).

Anf verde (Act) + clorita + Czoisita/Epidota + albita
con esfena + opacos + flogopita accesorios.

En varias muestras se pueden distinguir indicios de una actividad hidrotermal póstuma de baja temperatura con relleno de fisurillas capilares y reemplazamientos locales por FK.

En resumen, la evolución de estas rocas parece seguir las siguientes etapas:

- 1) Gr + Cpx (onfacita) \pm Dis/Rt \pm Q \pm M.
- 2) Poiquiloblastos de Hb (mg) \pm Zo
- 3) Simplectitas: Hb (Fe) + Ab + Czo + Esf \pm Flog
- 4) Act + Ab + Clorita + Czo/Ep.
- 5) Hidrotermal: FK (adularia?)

4.1.1.3 *Ortoneis con biotita y cuarzos azulados* (G'_{bq})

Afloran a todo lo largo de la banda que constituye el Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica") dentro de los neises félsicos, siendo la mejor zona para estudiarlos la que va desde el monte Tourado(1) hasta el embalse de Fervenza.

Macroscópicamente, es un granito biotítico de grano variable, desde medio a grueso, y en algunos puntos de grano fino.

Su aspecto en afloramiento cuando no está deformado es de grandes bolos, y su característica principal es la de presentar unos cuarzos azules muy típicos. Corresponde a la "granodiorita antigua" del mapa de RUBENS (1963).

Petrografía

Q + Pl + Bt + Gt menos abundante.

(1) Tourado: (x: 5.02.70 y: 47.65:50)

Como accesorios, circón, epidota y allanita.

El granate bordea en ocasiones, a las plagioclasas y a biotitas.

La allanita parece definir el origen orto de estas rocas, junto con la composición granodiorítica y la existencia de paraneises.

La textura es hipidiomorfa, grano grueso y a veces blastomilonítica.

4.1.2 Conjunto litológico envolvente

Se pueden distinguir cuatro litologías: metasedimentos, ortoneises biotíticos (tipo Borneiro), ortoneises con anfíbol y ortoanfibolitas.

De los metasedimentos no se hablará aquí, puesto que ya fueron descritos en el capítulo de Estratigrafía.

4.1.2.2 Ortoanfibolitas (ξA)

Forman lentillas en los metasedimentos así como sistemas de diques pretectónicos fuertemente deformados en los ortoneises calcoalcalinos (p.e. junto a Bayo).

Son rocas masivas de color verde oscuro y de grano fino a medio.

Petrografía

La paragénesis es en todos los casos:

Hb verde + plagioclasa \pm Biotita

Con opacos, esfena \pm cuarzo accesorios.

La plagioclasa es escasa respecto al anfíbol y siempre muy saussuritizada (sericita + Czoisita).

La textura es nematoblástica debida a la orientación del anfíbol (S_2) en algún caso se superpone una cizalla espaciada post-metamórfica con fuerte cataclasis y arrastre (F_3).

Las anfibolitas muestran una alteración hidrotermal equivalente a la observada en retroeclogitas, con desarrollo de venillas de FK \pm clorita \pm calcita \pm czoisita. A veces la feldespatización produce un reemplazamiento de la plagioclasa.

Es de destacar aquí, que las ortoanfibolitas del conjunto envolvente en ningún caso parecen proceder de eclogitas y que además no se han encontrado en ningún caso dentro del conjunto eclogítico leptinítico.

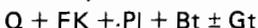
4.1.2.1 Ortoneis biotítico (tipo Borneiro) ($N\gamma'_b$)

Se observa en el borde NW del Complejo de Noya ("Fosa Blastomilo-

nítica") en esta Hoja. Son neises con fuerte estructura planollear marcada por la alternancia de capas félsicas y micáceas muy continuas y glándulas fuertemente estiradas dando la alineación.

Petrografía

La composición es:



con apatito accesorio.

La biotita está cloritizada y la plagioclasa se saussuritiza.

La textura es blastomilonítica con fuerte trituración de los componentes minerales con desarrollo de bandeado milonítico de cuarzo y recristalización superpuesta del mismo. Los feldespatos conservan por el contrario las texturas cataclásticas.

4.1.2.3 Ortoneis con anfíbol (γ'_A)

Se observa más claramente en el extremo SW de la Fosa, aunque en apariencia dentro del conjunto eclogítico-leptinítico (HU 469, 472, 473). (A causa de la dificultad que entraña el contacto de estos ortoneises con otros ortoneises sin anfíbol, debe remarcarse el que algunos de estos contactos se han pintado en el mapa, en base a los marcados por los autores holandeses en los suyos).

Petrografía

La paragénesis es:



con opacos, apatito, circón y esfena accesorios.

No se observa granate, rutilo ni allanita relictas a diferencia de los neises leptiníticos.

El FK es microclina. La plagioclasa es albita en xenoblastos limpios. El anfíbol verde azulado es ferrohastingsítico ($2 V_\alpha$ muy bajo) y pasa a biotita que parece un mineral relativamente tardío y en relación con la milonitización ya que incluso cicatriza fracturas en los granos de FK.

Estos neises son equiparables a los que describe ARPS (1970) en la zona de Noya. No se han observado tipos con egirina-riebeckita.

4.1.3 Ortoneises de adscripción dudosa

En la banda de metasedimentos oriental que limita por el E al conjunto

eclogítico-leptinítico se encuentran intercalaciones de leuconesises probablemente ortograníticos.

Son rocas con textura neísica y bajo índice de coloración. La composición es:

Q + microclina + Pl (albita/olig. ácida) + Bt

con circón, apatito, opacos ± esfena.

La biotita suele estar cloritizada.

Se han incluido junto con los materiales que constituyen el Complejo de Noya, porque aparentemente forman parte de un pequeño "alóctono" situado entre las Hojas de Camariñas (68), Sta. Comba (69), Outes (93) y Santiago (94).

Aparte de estos neises se han encontrado muestras de ortoneises biotíticos y biotítico-anfibólicos de procedencia plutónica, dentro del conjunto eclogítico-leptinítico. No obstante estas rocas son raramente blastomiloníticas, predominando los tipos cataclásticos con poca o ninguna recristalización.

4.2 DOMINIO MIGMATITICO Y DE LAS ROCAS GRANITICAS. GRUPO DE LAGE

4.2.1 Area Occidental

Lo integran los siguientes conjuntos litológicos:

– Metasedimentos + ortoneises glandulares, fuertemente migmatizados en profundidad.

– Granitoides diatexíticos autóctonos, (homogéneos e inhomogéneos).

– Leucogranitos de dos micas, anatécicos, alóctonos y variablemente orientados.

– Granodioritas "precoces" (pre-F₂).

La profundidad metamórfica en este área aumenta hacia el W.

Los metasedimentos ya se describieron en el correspondiente capítulo de Estratigrafía.

4.2.1.1 Neises glandulares (NG γ '_{mb})

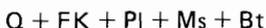
Al igual que los metasedimentos, hay neises glandulares en el grado medio (corredor de Vimianzo) y en el grado alto, en la zona de Bustelo.

– En el *primer caso*, las rocas muestran una foliación blastomilonítica (F₁) indicativa de la naturaleza frágil de estas rocas durante la deformación

(ortogranitos?). A ésta se superpone un crucero generalmente oblicuo a S_1 y espaciado (F_2). En profundidad los neises están muy migmatizados.

Petrografía

Los neises de Vimianzo muestran la asociación:



con circón, apatito \pm turmalina accesorios.

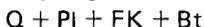
Las glándulas son de FK (ortosa perfitica, microclinizada) con inclusiones de albita + cuarzo y rodeadas por coronas mirmequíticas.

La plagioclasa es oligoclasa. La biotita suele estar transformada en clorita + rutilo (sagenita).

En la mesostasia, los minerales tienden a disponerse dando un bandeo milonítico, recrystalizado.

– En la *zona de Bustelo*, los neises glandulares muestran estructuras migmatíticas bandeadas como los metasedimentos.

La paragénesis es:



con circón y apatito accesorios.

El FK forma las glándulas. Es microclina perfitica con inclusiones de cuarzo + albita. La moscovita cuando aparece muestra texturas tardimetamórficas.

En esta zona se observa una intensa alteración hidrotermal póstuma con fuerte cloritización de la biotita y saussuritización de la plagioclasa. Probablemente la sillimanita está totalmente transformada, por lo menos en las rocas estudiadas.

4.2.1.2 *Granitoides migmatíticos autóctonos, Diatexitas ($\gamma\psi^2$)*

La fusión parcial progresiva de los neises migmatíticos (metasedimentos + neises glandulares) de la parte occidental de la Hoja, desemboca en la formación de rocas nebulíticas heterogéneas con pérdida progresiva de las estructuras metamórficas y finalmente en el desarrollo de verdaderos movi-
lizados totales o diatexitas, bastante homogéneas aunque cargadas de minerales restíticos.

Estas rocas cuya delimitación de los neises migmatíticos es difícil, en virtud del carácter gradual de la transición, forman una banda que ocupa la casi totalidad del extremo occidental de la Hoja, extendiéndose hacia el Norte hasta el contacto con el granito postectónico de Traba.

Las diatexitas presentan generalmente una foliación (F_1^2) marcada por la orientación por flujo de la biotita y de los haces fibrolíticos.

Petrografía

Son rocas con textura equigranular, en grano fino a medio, hipidiomorfas.

La asociación mineral es:

$Q + FK + Pl + Bt \pm Sill \pm Crd (\pm And)$

con apatito, opacos, circón accesorios.

El FK es ortosa perfitica microclinizada con tendencia subhedral. La plagioclasa es una oligoclasa ácida (aprox. An 20), también subhedral, y son frecuentes los reemplazamientos mirmequíticos sobre el FK. La sillimanita + biotita se asocian y tienen procedencia restítica. La cordierita está generalmente pinnitizada. La moscovita tardía se presenta en blastos grandes de bordes simplectíticos generalmente creciendo sobre los haces de sillimanita.

A la foliación de flujo se superpone localmente una cataclasis protomilonitización a la que se asocia una fuerte alteración hidrotermal que es característica de esta zona migmatítica. La biotita se cloritiza y los feldspatos se sericitizan. Localmente se observan a modo de greisens con cuarzo + turmalina + op (pirita) con estructuras brechoides. En relación con estas rocas se han encontrado granillos de casiterita.

La andalucita se ha observado en algún caso, como granos corroídos aunque sus relaciones no están claras pues muestran una intensa moscovitización.

4.2.1.3 Granitoides de dos micas. (Tipo Dumbria) ($_{2-3}\gamma^2_{mb}$)

Son rocas claramente alóctonas, emplazadas entre las rocas de grado medio del valle de Vimianzo.

Muestran una foliación por flujo (F_2) a la que se superpone una cataclasis variable, que a veces es una milonitización concentrada en bandas con cierta recristalización.

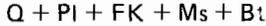
Son frecuentes los enclaves esquistosos de todos los tamaños, así como la presencia de módulos pegmatíticos con turmalina, concordantes con la foliación y venillas pegmatíticas discordantes.

Localmente hay zonas con fenocristales de FK. Junto a San Juan de Calo son abundantes los afloramientos granudos de granodiorita anfibólica, que podrán ser bien macroenclaves o intrusiones posteriores.

Petrografía

Son rocas leucocráticas equigranulares, hipidiomorfas de grano grueso.

La paragénesis general es:



con apatito, circón \pm turmalina accesorios.

La composición albitica de la plagioclasa, el anubarramiento de los cristales de apatito que a veces incluyen circones y la abundancia de moscovita en placas grandes, desorientadas, con bordes simplectíticos de cristalización tardía, son características que distinguen a estos granitoides de probable origen metatético, extravasados, de los demás granitoides de los dominios monometamórficos.

La foliación de estos granitos de dos micas erróneamente denominados alcalinos, es reflejo de su emplazamiento sincinemático durante F_2 , mientras que la cataclasis y la milonitización vuelven a sugerir una fase tardía de fractura con intensa alteración hidrotermal asociada.

En cuanto a los supuestos enclaves o intrusiones tardías básicas de San Juan de Calo, éstos son de una granodiorita anfibólica con xenolitos surmicáceos.

Son rocas granudas hipidiomorfas de grano fino-medio.

La asociación mineral es:



con opacos + apatito + circón \pm allanita accesorios.

El FK es ortosa pertítica (a veces microlina). La plagioclasa se presenta en granos subhedrales con zonado normal desde andesina básica (An 55-60) a oligoclasa (An 23-27) en los bordes. El anfíbol es una hornblenda verde variablemente transformada en clorita + esfena. En algún caso conserva núcleos relictos de Cpx anubarrados por exoluciones de ilmenita.

En cuanto a los microenclaves son peraluminicos y formados por Bt + hercinita \pm cordierita pinnitizada.

El significado de estas rocas granudas no estructuradas resulta desconocido.

4.2.1.4 *Granodiorita precoz con megacristales y precursores básicos* ($b\gamma\eta^2, \gamma\eta^2-\eta^2$)

Forma una banda que marca el límite occidental del Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica"), aunque los supuestos enclaves o intrusiones granudos descritos anteriormente, así como una serie de cuerpos lenticulares composicionalmente parecidos intruidos en las rocas migmatíticas del dominio oriental, deben de pertenecer todos ellos, a una misma familia cogenética.

La granodiorita precoz es una roca con megacristales, fuertemente estructurada (cataclasis y protomilonitización F_2) y débilmente recrista-

lizada y plagada de enclaves zenolíticos y microgranudos probablemente cogenéticos.

Petrografía

La paragénesis observada de la granodiorita de megacrístales es:

Q + FK + Pl + Bt + Ms.

con circón, opacos, apatito, allanita, turmalina, xenotima, monacita como accesorios.

El FK forma los megacrístales. Es microclina perfitica muy cataclástica. La plagioclasa es oligoclasa-andesina. La biotita se transforma en clorita + sagenita. Asimismo, la moscovita es secundaria de feldspatos o sobre biotita.

Los enclaves básicos (posiblemente cogenéticos) tienen composición diorítica-anfibólico-biotítica y granodiorita biotítica predominantemente. Aparte de estas inclusiones autolíticas son frecuentes en estas rocas xenolitos de paraneises y anfibolitas que también presentan composición diorítica o cuarzo diorítica (ARPS 1970).

4.2.2 Area Oriental

Se distinguen en ella cuatro litologías: metasedimentos migmatíticos, paraanfibolitas, granitos de dos micas e intrusiones (ortoneises) pre-F₂.

Tanto los metasedimentos como las paraanfibolitas se han descrito en el capítulo de Estratigrafía.

4.2.2.1 Granitos de dos micas ($_{2-3}\gamma_{mb}^2$)

Semejantes a los de Dumbria, forman una banda fuertemente milonitizada junto al contacto con el Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica") en el Norte de la Hoja, haciéndose menos tectonizados hacia el E.

4.2.2.2 Ortoneises

Son cuerpos discontinuos inmersos en el dominio migmatítico, por lo que no se han diferenciado en la cartografía.

Son esencialmente granodioritas biotíticas y tonalitas biotítico-anfibólicas con textura neísica (F₂?) a veces granuda.

Las asociaciones observadas son:

Q + Pl (Olig. bas. An 28) + Microcl. + Bt; granodioritas

Q + Pl (Ande. ácida An 38) + Bt verde + Hb verde; tonalitas.

4.3 ROCAS GRANITICAS TARDIHERCINICAS

Son granitos biotíticos posttectónicos localizados en el cuadrante NW de la Hoja.

4.3.1 Granodiorita biotítica (tipo Traba) ($\gamma\eta_D^2$)

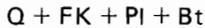
Es un plutones circunscrito, discordante con el trend N-S aproximadamente de las estructuras tectónicas.

En la Hoja, aflora además del extremo S del granito de Traba, un pequeño stock junto a Merejo, probable apófisis del anterior.

El primero es un granito de grano grueso biotítico, a veces pegmatítico, masivo y sin enclaves. El de Merejo es similar observándose un borde de enfriamiento porfídico de 3-4 metros de anchura. En ambos plutones hay diques aplíticos normales al contacto.

Petrografía

Son rocas de composición granítica con textura inequigranular, algo porfídica, hipidiomorfa y de grano grueso, con la paragénesis:



con apatito, circón, opacos \pm turmalina como accesorios.

El FK es microclina pertítica. Forma megacristales que contienen inclusiones de plagioclasa con reborde albitico. La plagioclasa forma granos euhedrales con zonada normal desde oligoclasa básica (An 24-27) a oligoclasa ácida en el borde (An 12-24). La biotita está cloritizada con formación de rutilo o esfena + opacos.

Los diques tardíos son aplíticos de grano fino medio con:



4.4 ROCAS FILONIANAS

4.4.1 Microgranito porfídico (FO)

Son diques graníticos que están a veces bandeados, con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales principales y apatito y circón como accesorios.

La matriz es generalmente granofídica-simplectítica, y los fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa o plagioclasa y biotita.

Sólo se han representado en la cartografía los más importantes, destacando entre ellos el que va desde Pedreira de Abajo(1) hacia Albarelos(2) con dirección N 60° E y una potencia que llega a alcanzar los 500 metros.

4.4.2 Cuarzodioritas (ηq)

Se han localizado únicamente en Vilardouteiro(3) y es el extremo oriental de un dique que con una dirección de N 60° W aproximadamente viene desde la Hoja de Muxia (02-06) en donde tiene una potencia media de 200 a 350 m y un recorrido aproximado de 5.500 metros.

No parece existir duda acerca de que este afloramiento se corresponda con el que existe en nuestra Hoja, aunque los afloramientos en esa zona son difíciles de observar y además el dique presenta una serie de desplazamientos originados por fallas tardías de dirección N 45° E que hacen más dificultoso el marcar su trazado cartográfico.

Los datos que se citan a continuación son los correspondientes a la citada Hoja de Muxia (02-06), en donde sus autores lo consideran singenético con las granodioritas tardihercínicas. Tiene un aspecto microgranítico y homogéneo, con feldespatos rosas y puntos verdosos que correspondían a biotitas y hornblendas.

Petrografía

FK + Pl \pm Q \pm Hbl \pm Bt

y como accesorios ilmenita y magnetita.

También citan la presencia de una mineralización diseminada de calcopirita y pirita, con menos del 0,01 por ciento de Cu.

Estos minerales se encuentran a veces tapizando diaclasas.

4.4.3 Pegmatilitas (FP-A)

Se han reconocido pegmatilitas tanto en el dominio migmatítico como dentro del Complejo de Noya.

(1) Pedreira de Abajo: (x: 4.97.10 y: 47.66.10)

(2) Albarelos: (x: 4.93.20 y: 47.63.60)

(3) Vilardouteiro: (x: 4.86.50 y: 47.64.50)

De todas ellas, la más importante no se ha llegado a marcar en la cartografía, pues corresponde a una ancha banda de unos 1.200 m pegmatoides con dirección N 20° E que se sigue de forma muy desigual a lo largo de varios kilómetros, entre Castineiro(1) y Resecindes(2) siendo el área mejor para su estudio al Sur Este de Recesindes. El segundo dique en importancia se encuentra en la esquina NW, entre el granito de Traba y tiene unos 1.300 m de longitud con una dirección N 160° E.

El resto de las pegmatitas no tienen más de 500 m de corrida con potencias que oscilan entre los 3 y los 15 metros.

Algunos de estos diques se encuentran afectados por la S₂, lo cual parece indicar la existencia de dos generaciones de pegmatitas.

Están formados por cuarzo, feldespato, moscovita y turmalina como minerales principales.

En el capítulo de geología económica se citarán aquéllos que presentan un interés minero dado que algunos presentan mineralizaciones y han sido explotados en su día.

4.4.4 Diques de cuarzo (q)

Sólo se han reconocido dos diques de cuarzo, ambos en la playa de Bolea(3) y pertenecen a un sistema paralelo que se sigue hacia el NE y SW.

Tienen una potencia que varía de 2 a 3 m y una dirección N 160° E, con un recorrido muy pequeño, en general inferior a los 300 metros.

Es un cuarzo microcristalino y/o sacaroideo con algunos megacristales aislados de feldespatos.

4.5 METAMORFISMO

En los dominios, probablemente monometamórficos, que bordean al Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica"), la presencia de andalucita en grado medio y de sillimanita + cordierita en el alto grado junto con la migmatización generalizada que llega a la movilización total de la roca (diatexitas), indican que el metamorfismo es un tipo intermedio de baja presión con gradientes por encima del punto triple del sistema SiO₂-Al₂O₃. Este meta-

(1) Castineiro: (x: 4.90.40 y: 47.69.60)

(2) Resecindes: (x: 4.93.60 y: 47.77.50)

(3) Bolea: (x: 4.85.00 y: 47.79.10)

morfismo es semejante al descrito para otros sectores de la cadena dentro de la misma zona Galaico-Castellana (FUSTER et al. 1974).

En el Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica") la historia es más compleja. En los neises leptiníticos se conservan paragénesis relictas "pobres en H_2O " (episodio 1; Apdo. 4.1.1.1) sobre las que se superponen minerales más ricos en este componente (micas) todos ellos afectados por la milonitización. El carácter pre- F_1 de las primeras se pone de manifiesto en la muestra (HU-456) correspondiente a un esquistó retrogranulítico donde el granate y los prismas de zoisita relictos son más antiguos que las micas que marcan una foliación (F_1) crenulada (F_2).

El hecho de que la milonitización en los neises leptiníticos afecte también a las micas, sugiere que dicha deformación es culminación de la F_1 con la que hay que asociar la blastesis de las mismas.

Parece que la paragénesis eclogítica (así como las de la etapa 1) en los neises son prehercínicas y formadas en condiciones físicas de alta presión correspondientes a las Facies de las granulitas y eclogitas.

VOGEL (1962) reconoce en Cabo Ortegal la pertenencia de los neises con Hb + clino (zoisita) a la Facies de las granulitas hornbléndicas proponiendo una subfacies dentro de ella. Estos neises, así como los tipos más aluminicos sin anfíbol (Ms + Bt) han debido de sufrir lógicamente un metamorfismo equivalente al de las eclogitas incluidas en ellos. No obstante, no se han encontrado paragénesis granulíticas de alta presión (Di + Gr + Q \pm Pl \mp Hy).

VOGEL (op. ct.) observa no obstante que los neises con Hb + (clino) zoisita se asocian en Ortegal a paragénesis de este tipo y que el par mencionado se desarrolla con carácter retrógrado sobre el piroxeno.

Por otro lado, los metablastos de anfíbol incol-verde pálido en las eclogitas en equilibrio como hemos visto con el granate, tiene en algún caso composición barroisítica lo que supone formación a alta presión (WEGEN, 1978). Aunque sea prematuro no se puede descartar la existencia de una posible retrogradación de eclogitas y granulitas de alta presión a granulitas hornbléndicas durante un ciclo metamórfico pre-hercínico. La existencia de zoisita en ambos casos apunta en el mismo sentido. Esto es, la etapa 1) en los neises leptiníticos del Complejo de Noya ("Fosa Blastomilonítica") y la 2) en eclogitas podrían ser equivalentes (véase apartados 4.1.1.1 y 4.1.1.2).

La presencia de clinozoisita entre los productos de la retrogradación del granate sugiere un alto contenido en molécula de grossularia lo que es compatible con una procedencia granulítica.

La formación de las micas en los neises junto con la de la simplectita anfibólico-albítica (no se ha visto cpx) en claro desequilibrio con el granate,

sugieren una fuerte introducción de agua, proceso que puede ya adscribirse al ciclo hercínico como se deduce de algunas edades obtenidas por VAN CLASTEREN et al. (1979) para las eclogitas de la Pioza, en el área de estudio. Los datos obtenidos (comparar las tablas 6-7 p.e.) sobre las micas (fengitas y paragonitas), son compatibles con una fuerte recrystalización durante la primera fase (370-378 m.a./Rb-Sr) prolongándose hasta los 324 m.a. (K-Ar).

Durante este 1^{er} evento térmico hercínico se formarían pues las asociaciones de las etapas 3 en las eclogitas, y 2 en los neises félsicos. (Véase apartados 4.1.1.1 y 4.1.1.2). Sigue a este proceso el ascenso brusco de todo el conjunto, probablemente a lo largo de planos de cabalgamiento (milonización), hasta un nivel crustal alto en el que se forman las asociaciones correspondientes a las etapas 4 y 3 respectivamente. Finalmente un juego tardío de fracturas vuelve a descender el conjunto relativamente a los dominios migmatíticos adyacentes.

En cuanto al conjunto litológico envolvente de las eclogitas y granulitas, es más difícil afirmar su carácter polimetamórfico.

Efectivamente, los granates residuales, a veces en atolón, atrapados en los metablastos de albita-oligoclasa en los paraneises, no tienen que ser necesariamente prehercínicos ya que dichos metablastos son predominantemente interfase y está demostrado en otros puntos del Macizo Hespérico la cristalización del granate durante o ligeramente después de F_1 (ARENAS et al. in litt. 1980).

Asimismo, las ortoanfibolitas, tan frecuentes en este dominio, carecen, por lo menos en las que se han podido estudiar, de paragénesis relictas eclogíticas que puedan atribuirse a un metamorfismo anterior.

Resulta además notable el hecho de que las ortoanfibolitas sólo se han observado en el Conjunto Envolvente y en ningún caso en el Dominio Eclogítico-leptinítico. Asumiendo una posible equivalencia geoquímica entre las eclogitas y las ortoanfibolitas los diferentes esquemas evolutivos y el choque brusco entre ambos conjuntos litológicos lleva a pensar en un contacto anormal, esto es, las retroeclogitas y neises retrogranulíticos podrían formar parte de una unidad tectónicamente independiente procedente de un nivel crustal más profundo donde experimentó el metamorfismo de alta presión. Esta hipótesis se acentuaría en el caso de que las ortoanfibolitas no fuesen equivalentes a las eclogitas, pues su ausencia como intrusiones independientes en este dominio lleva a pensar en la discontinuidad tectónica.

El término "Fosa Blastomilonítica" acuñado por la escuela holandesa, hace referencia a la existencia de un período distensivo en el Ordovícico Superior de tipo "rift" durante el cual ascenderían magmas básicos con la

composición de diferenciados de composición intermedia entre basaltos toleíticos y calcoalcalinos (WEGEN, 1978, pp. 65). También se emplazarían rocas saturadas peralcalinas (los neises de Riebeckita-Egirina de ARPS, 1970) y tipos calcoalcalinos (ortoneises biotíticos). La palabra blastomilonítica asimismo describe una característica frecuente en las rocas de procedencia plutónica de esta zona y probablemente muy significativa respecto a su evolución tectónica.

De cualquier forma, y aunque nos inclinemos por las teorías aloctonistas en base a los datos puramente de campo que están más de acuerdo con las ideas de RIES y SHAKLETON (1971), no deben desecharse las demás hipótesis existentes.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

Aunque la actividad minera se encuentra actualmente en una fase de estacionamiento, animada unicamente por la posible explotación del gran yacimiento de caolín que tiene la empresa Río Tinto Minera en Cerbán(1) al sur de Vimianzo, la gran variedad de indicios mineros aconseja para su cita el agruparlo por sustancias, dado que existe publicada la Hoja núm. 7 del Mapa Metalogenético de España, a escala 1:200.000, Santiago de Compostela, a la que haya que remitirse para la obtención de datos más concretos.

Indicios de As-Au

Término municipal de Santa Comba
 Término municipal de Zas
 Término municipal de Zas

Morfología

Filones
 Filones
 Desconocida probable: filones
 Desconocida probable: filones
 Desconocida probable: filones
 Desconocida probable: filones
 Filones

(1) Cerbán: (x: 4.96.20 y: 47.68.10)

Indicios de KaO

Término municipal de Vimianzo
Término municipal de Vimianzo
Término municipal de Vimianzo
Término municipal de Camariñas

Morfología

Masiva y diversas
Masiva
Desconocida probable: masiva
Masiva

Indicios de Sn-W

Término municipal de Vimianzo
Término municipal de Sta. Comba
Término municipal de Camariñas

Morfología

Masiva y diversas
Filones
Masiva y diversas
Masiva y diversas
Masiva y diversas
Desconocida
Filones

Indicios de Ti

Término municipal de Corcubión
Término municipal de Vimianzo
Término municipal de Zas

Morfología

Desconocida
Desconocida
Desconocida

5.2 CANTERAS

La cantería ha tenido en épocas pasadas una relativa importancia como lo prueba el hecho de existir abandonadas numerosísimas canteras distribuidas por toda la superficie de la Hoja y sobre casi todas las diversas litologías existentes.

La importancia de esta industria que abastecía principalmente el mercado local fue decreciendo paulatinamente hasta llegar a la situación actual en que no existen ni media docena de canteras en explotación.

En el Mapa de Rocas Industriales a escala 1:200.000, núm. 7, Santiago de Compostela, citan sus autores únicamente dos canteras en activo, ambas dedicadas a la extracción de áridos.

(1) Vilarseco: (x: 4.94.70 y: 47.69.00)

(2) Pedralonga: (x: 4.99.50 y: 47.70.10)

Son las de Vilarseco(1), Pedralonga(2) en Vimianzo, ubicada en el macizo granítico de Dumbria.

De cuarzo, y para su utilización en la industria relacionada con industrias diversas (carburos) existió en el paraje de Berdeogas(1) (Vimianzo) una pequeña explotación.

También hubo en Mourín (2) (Camariñas) una explotación de caolín.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico pueden separarse dentro del ámbito de la Hoja dos conjuntos de terrenos:

- Depósitos recientes, y
- Metasedimentos, granitos, granitoides y neises.

Depósitos recientes

Son los sedimentos que presentan en principio mejores características hidrogeológicas en cuanto a composición y morfología, aunque no pueden, constituyen buenas posibilidades dada la poca potencia de los mismos, lo cual a su vez, implica una contaminación potencial en áreas próximas a núcleos urbanos.

Metasedimentos, granitos, granitoides y neises

Tienen una permeabilidad primaria prácticamente nula, o secundaria muy baja que aumenta ligeramente a favor de la esquistosidad, diaclasas o fracturas.

El aprovechamiento actual está únicamente relacionado con zonas de alteración y de pequeñas fracturas, en donde se efectúan captaciones a favor de las pendientes. El caudal que se obtiene es generalmente muy pobre.

En definitiva y dado el elevado índice pluviométrico regional, tiene mayor interés el aprovechamiento de la hidrología superficial que el de la subterránea.

(1) Berdeogas: (x: 4.90.50 y: 47.65.00)

(2) Mourín: (x: 4.85.00 y: 47.77.00)

6 BIBLIOGRAFIA

- ARPS, C.E.S. (1970).— "Petrology of a part of the Western Galician basement between the Río Jallas and the Ría de Arosa (NW Spain) with emphasis on zircon investigations". Leidse. Geol. Meded. 46 pp. 57-155.
- ARPS, C.E.S.; VAN CARLSTEREN, P.W.C.; HILGEN, J.D.; KUIJPER, R.P. and DEN TEX, E. (1977).— "Mafic and related Complexis in Galicia: An Excursion Guide". Leidse Geologische Mededelingen, Deel 51, A. Fleverint 1. pp. 63-94.
- ALONSO ALONSO, J.L. y GONZALEZ GONZALEZ, J.C. (1978).— "Memoria de la Hoja Geológica núm. 69 (Santa Comba)". Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (Segunda Serie), en prensa. I.G.M.E. Madrid.
- AVE LALLEMANT, H.G. (1965).— "Petrologie, petrofabrics and structural geology of the Sierra de Outes-Muros region (La Coruña, Spain)". Leidse. Geol. Med. 33. pp. 147-175.
- A. RICARDO; C. CASQUET; M. PEINADO, (1980).— "El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central Español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas". Cuadernos de Geología del Laboratorio de Lage (in press), 1980.
- BAYER, R. and MATTE, P.H. (1979).— "Is the mafic-ultramafic massif of Cabo Ortegal (north west Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction? A new gravity interpretation". Tectonophysics Vol. 57, núm. 2-4. August 1979. Elsevier scientific publishing company. Amsterdam.
- BELLAIRE, J. (1971).— "Mylonites, blastomylonites et domaines polymetamorphiques". Ann. Soc. Geol., 94, 249-263, 1971.
- CALSTEREN, P.W.C. van and DEN TEX, E. (1978).— "An early Paleozoic rift system in Galicia (NW Spain)".
Petrology and geochemistry of continental rifts. Ed. Neumann Remberg.
Vol. II. Tectonics and geophysics of continental. Rifts.
Nato advance study Institute series. Norway 1977.
Publ. D. Reidel Publishing company. Dordrecht. Holland (1978).
- CAPDEVILLA, R. et FLOOR, P. (1970).— "Les differents types de granites herciniens et leur distributions dans le nord ouest de L'Espagne". Bol. Geol. Min. 81-82-83. pp. 215-225.
- CARLE, W. (1950).— "Resultado de investigaciones geológicas, en las formaciones antiguas de Galicia". (Trd. por J.M. Ríos). Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Inst. "Lucas Mallada". Madrid 1950. pp. 59-90.

- DEN TEX, E. (1961).— "Some preliminary results of petrological work in Galicia (NW Spain)". *Leidse Geol. Meded.* 26, pp. 75-91.
- DEN TEX, E. (1965).— "Metamorphic Lineages of orogenic plutonism". *Geol. Mijnb.*, 44, pp. 105-132.
- DEN TEX, E. (1966).— "Aperçu Pétrologique et structural de la Galicie cristalline". *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 211-222.
- DEN TEX, E. (1974).— "The polycyclic Lithosphere; and attempt to assess its orogenic memory". *Société géologique de Belgique P*; 145-181, Place de 20 Août, 7 Liège.
- DEN TEX, E. (1977).— "Le sode poly-cyclique et son role dans l'évolution de la chaîne varisque en Galice. (Espagne du N.W.)". *Colloque international du C.N.R.S., Rennes*, núm. 243, 1977, pp. 441-451, 6 Fig.
- DEN TEX, E. & FLOOR, P. (1967).— "A blastomy Ionitic and polymetamorphic "Graben" in western Galicia" (NW-Spain)". *Etapas tectónicas. Institut de geologie de l'universite de Neuchâtel. (Colloque de Neuchâtel 18-21 avril 1966). La Baconniere.*
- ENGELS, J.P.; HUBREGTSE, J.J.M.W.; FLOOR, P.; DEN TEX, E. (1974).— "Pre cambrian complexes in the Hercynian orogen of the Northwestern Iberian Peninsula P.I.C.G. Precambrien des zones mobiles de l'Europe". *Conf. Lib.*, 1972, Praha, 163-173.
- FLOOR, P. (1965).— "Petrology of an aegyrine riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif: the Galineiro and surrounding areas Vigo. Spain". *Leidse Geol. Med.*, 36, 1-204.
- FLOOR, P. (1966).— "Los metasedimentos y gneis graníticos ante hercianos". *Leidse Geol. Meded.* vol. 36, pp. 223-234.
- FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO; MORA, A.; PEINADO, M. (1974).— "Intersecciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifésicos del Sistema Central Español". *Bol. Geol. Min.*, 85, pp. 595-600.
- FYFE, W.S. TURNER, F.J. y WERHOOGEN, J. (1958).— "Metamorphic reactions and metamorphic facies". *Geol. soc. amer. mem.* 73 pp. 232.
- GIL IBARGUCHI (1979).— "Estudio petrográfico de la región Muxia-Finisterre (NW España)". *Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Barcelona, (sin publicar).*
- HERNANDEZ SAMPELAYO (1942).— "El sistema Siluriano. Explicación del Nuevo Mapa Geológico de España". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, núm. 45, p. 789.
- IGLESIAS, M., CHOUKROUNE, P. (1979).— "Shear zones in the Iberian Arc". *International Conference on Shear zones in rocks. Barcelona. Mayo 1979. en prensa.*

- IGME (1971).— "Hoja Geológica núm. 7 (Santiago)". Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. IGME. Madrid.
- IGME (1973).— "Hoja núm. 7 (Santiago)". Mapa de Rocas Industriales. E. 1:200.000. IGME. Madrid.
- IGME.— "Hoja núm. 7 (Santiago)". Mapa Metalogenético. E. 1:200.000. IGME. Madrid.
- I.G.M.E.— "Hoja Geológica núm. 67 (Muxia)". Mapa geológico de España E 1:50.000. Primera serie.
- I.G.M.E.— "Hoja Geológica núm. 92 (Finisterre)". Mapa geológico de España E 1:50.000. Primera serie.
- I.G.M.E.— "Hoja Geológica núm. 93 (Outes)". Mapa geológico de España E 1:50.000. Primera serie.
- I.G.M.E. (1979).— "Hoja Geológica núm. 67 (Muxia)". MAGNA E 1:50.000 (En prensa).
- I.G.M.E. (1979).— "Hoja Geológica núm. 93 (Outes)". MAGNA. E 1:50.000 (En prensa).
- I.G.M.E. (1979).— "Hoja Geológica núm. 94 (Santiago de Compostela)". MAGNA. E 1:50.000 (En prensa).
- JULIVERT FONTBOTE RIBEIRO y CONDE (1974).— Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares". Escala 1:1.000.000. Memoria explicativa.
- LOTZE, F. (1956).— "Das Prakambrium Spaniens". N. Jahrb. Geol. Pal. núm. 8, pp. 373-388.
- MATTE, PH. (1968).— "La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)". Geol. Alpine, t. 44, pp. 1-125, 128 págs. 3 láms. Grenoble.
- MONSTER, (1967).— "Mapa a escala 1:50.000 del cuadrante NE de la Hoja núm. 68, Camariñas".
- PARGA PONDAL, I. (1956).— "Nota explicativa del mapa geológico del NW de la provincia de La Coruña". Trabajos del laboratorio Geológico de Lage (La Coruña), núm. 5. Leidse. Geologische Mededeling. T. 21, pp. 467-484. Leiden 1956. (mapa escala 1:400.000).
- PARGA PONDAL, I. (1958).— "El conocimiento geológico de Galicia". Ed. Citania. Buenos Aires, 19 p.
- PARGA PONDAL, I. (1960).— "Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia". Not. Coms. Inst. Geol. Min. Esp. 59. pp. 333-358.
- PARGA PONDAL, I. (1963).— Mapa petrográfico estructural de Galicia". Inst. Geol. Min. Esp. Escala 1:400.000. Madrid.
- PARGA PONDAL, LOPEZ AZONA y MARTIN CARDOSO (1963).— "Cartografía de la Hoja núm. 68 (Camariñas)". Primera Serie I.G.M.E.

- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; VERSCHURE, R.H.; HEBEDA, E.H. and FLOOR, P. (1966).— "Isotopía evidence for Upper-Cambrian or lower-Ordovician granite emplacement in the Vigo area NW Spain". *Geol. en Mijnbouw*, 45, pp. 36-40.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; VERSCHURE, R.H.; HEBEDA, E.H. & VERDUMEN, E.A.TH. (1970).— Dating events of acid plutonism through the Palaeozoic of the western Iberian Peninsula". *Ecl. Geol. Helv.*, 63, pp. 255-274.
- RIBEIRO, A. (1974).— "Position structurale des massifs de Morais et Graganca (Tras-os Montes)". *Com. Serv. Geol., Portugal*, 104, pp. 115-138.
- RIES, A.C. and SHACKETON (1971).— "Catazonal Complexes of North-West Spain and North Portugal, Remnants of a Hercynian Thrust Plate Nature physical science, vol. 234. Nov. 22, 1971.
- RUBBENS (1963).— "Mapa a E. 1:50,000 del SE de la Hoja de Camariñas". Inédito.
- SCHULZ, G. (1835).— "Descripción geognóstica del Reino de Galicia". Madrid, Imp. Hs. de Collado, 52 p.
- DE WAARD (1965).
- WAARD, D. (1965).— "A proposed subdivision of the granulites facies". *American journal of science*. Vol. 263 p.p. 445-461.
- WEGEN, G. van der, (1978).— "Garnet-bearing metabasites from the Blastomylonitic Graben, western Galicia, Spain". *Scripta Geol.*, in prep.
- WINKLER; (1974).— "Petrogenesis of metamorphic rocks". Springer verlac. Berlin, 320 p.
- WOENSDREGT, C.F. (1966).— "Informe preliminar sobre los estudios de la petrografía del extremo occidental de Galicia". *Leid. Geol. Meded. Deel*, pp. 261-278.
- WOGEL, D.E. (1967).— "Petrology of an eclogite- and pyrrhite-bearing polymetamorphic rock complex at cabo Ortegal, N.W. Spain". *Leidse, Geol. Med.*, 40, 121-213.
- WOGEL, D.E. & ABDEL MONEM, A.A. (1971).— "Radiometric evidence for a Precambrian metamorphic event in NW Spain". *Geol. & Mijnb.*, 50, 749-750.
- WOGEL, D.E. & TĒX, E. DEN (1962).— "A granulite gebirge at Cabo Ortegal (NW Spain)". *Geol. rund.* 52-1. pp. 38-65.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA