



IGME

93

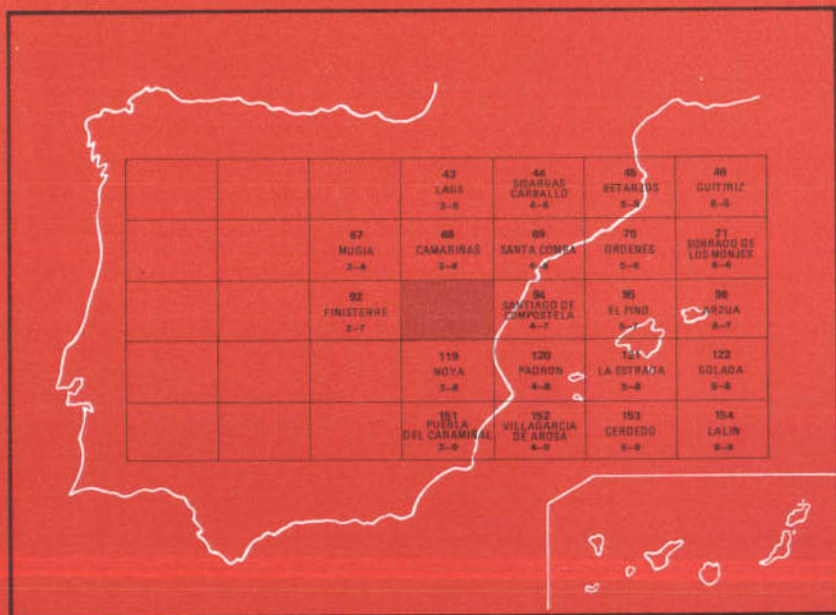
3-7

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

OUTES

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

OUTES

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por T.C.R., S.A. y GEOPRIN, S.A., dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E. habiendo intervenido en ellas los siguientes técnicos superiores:

Geología de Campo y Gabinete: J. Divar Rodríguez, J.G. de Pablo Maciá, M. Iglesias Ponce de León (Dpto. Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Salamanca).

Colaboración y asesoramiento: C.E.S. Arps (Universidad de Leiden).

Petrografía y Memoria: J.L. Barrera, F. Bellido, C. Casquet y M. Navidad.

En el estudio petrográfico han intervenido también algunos alumnos de la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid .

Coordinación: B. Calvo Pérez .

Bajo la supervisión por parte del I.G.M.E. de 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 y demás información varia.

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

Depósito Legal: M - 41942—1981

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

0 INTRODUCCION

0.1 SITUACION

La Hoja número 03-07/93 (Outes), correspondiente al M.T.N. a escala 1:50.000, se encuentra localizada en la provincia gallega de La Coruña. Su cuadrante SW (y algo del NW) está ocupado por mar, siendo la ría de Corcubión parte de su límite occidental.

Desde un punto de vista morfológico podemos dividirla en dos zonas, occidental y oriental. La primera es bastante accidentada. La elevada competencia de las rocas que la componen (en su mayor parte rocas graníticas), ha provocado el encajamiento de la red hidrográfica con la consiguiente formación de montes y sierras locales de distribución irregular, con laderas pendientes y valles entre ellas a veces muy encajados. En esta zona se localizan las cotas más altas de la Hoja. Son los Montes de la Ruña con 638 m y el alto Carneiro Longo con 620 m cerca de la localidad El Pindo y al que le separan escasamente dos kilómetros de la costa.

La zona oriental posee en general formas más suaves. En ella únicamente destaca la acción remontante de los ríos de la cuenca del Tambre, los

cuales se encajan en estas formas dando lugar a un relieve más abrupto en la esquina SE. En su parte N cabe citar dos sierras de secundaria importancia con marcada alineación que coinciden con las estructuras geológicas existentes, más concretamente con los ortoneises alcalinos del Complejo de Noya.

Hidrográficamente, la Hoja pertenece a las cuencas de los ríos Jallas y Tambre. Su tercio SE a la del segundo y el resto al primero, salvo las pequeñas cuencas locales de acceso directo al mar.

0.2 ANTECEDENTES GENERALES

Los primeros trabajos geológicos en el NW de la Península fueron realizados por SCHULZ en 1832, publicando en 1834 el "Mapa Petrográfico del Reyno de Galicia". Dentro de esta primera etapa de investigación cabe citar también a BARROIS (1882) que establece las bases de la estratigrafía y a HERNANDEZ SAMPELAYO que aporta gran cantidad de datos sobre las faunas de los materiales del Ordovícico y Silúrico y realiza un mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000, publicado en 1942. Posteriormente CARLE (1945) presenta un mapa geotectónico del occidente de Galicia.

Más recientemente hay que citar los de LOTZE (1945, 1956) y los de PARGA PONDAL (1956, 1958, 1960, 1963, 1964 y 1967) especialmente su mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000 publicado en 1963 y sobre todo la "Carte geologique du Nord-Ouest de la Península Ibérique" a escala 1:500.000 publicado bajo su dirección y siguiendo los acuerdos tomados en la I Reunión sobre geología de Galicia y del N de Portugal celebrada en 1965.

Es a partir de 1963 y con la publicación del mapa citado anteriormente en esta fecha por PARGA PONDAL, cuando comienzan a publicarse trabajos de más detalle, como son los de la Universidad de Leiden (Holanda) que desde 1954 venía trabajando en el Noroeste de la Península, bajo la dirección de SITTER (1955-1957), ROEVER (1956-1958) y TEX (1959 en adelante) y los de MATTE y CAPDEVILA.

De todos estos trabajos hay que citar, por afectar más directamente al presente estudio, los de TEX (1965, 1966, 1978), TEX & FLOOR (1967), AVE LALLEMANT (1965), ARPS (1970), FLOOR (1966), WOENS-DREGT (1966), MAASKANT (1970), CALSTEREN (1977), ANTHONIOZ & FERRAGNE (1978), GIL IBARGUCHI (1979) y MONSELS (1975).

0.3 ENCUADRE GEOLOGICO

La presente Hoja se sitúa dentro de la zona III de LOTZE (1945) llamada Galaico-Castellana, o de la zona Centroibérica de JULIVERT et al. (1972), o de la zona V de MATTE (1968) Galicia occidental—NW de Portugal (figura 1).

Desde un punto de vista tanto petrológico como estructural la Hoja posee dos dominios, que han sido definidos como "Complejo de Noya" y "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage".

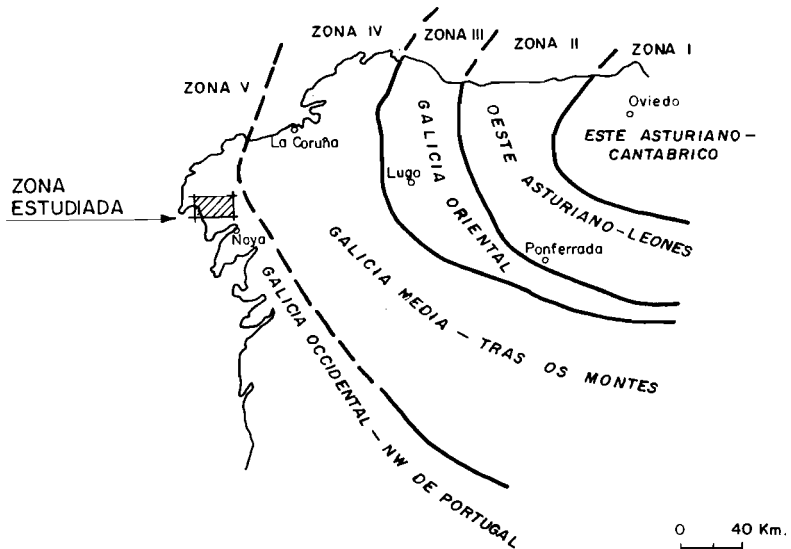


Fig. 1.— Las diferentes zonas paleogeográficas del NW de la Península Ibérica. MATTE (1968).

El primero se localiza en una franja de anchura comprendida entre 8 y 4 Kms que recorre la Hoja de Norte a Sur con una dirección aproximada NNW—SSE, y en la esquina NE de la misma. Forma parte de la banda que recorre Galicia occidental de N a S desde Malpica a Vigo, llamada hasta ahora "Fosa blastomilonítica".

Esta zona fue definida primeramente por PARGA PONDAL (1956) denominándola "Complejo Antiguo" y caracterizándola por una serie de argumentos más o menos coincidentes con los que un poco más adelante se exponen. PARGA supone una edad más antigua para este "Complejo Anti-

quo", además de un contacto anormal y de contacto tectónico con las rocas colindantes. Posteriormente en la Primera Reunión sobre Geología de Galicia y N de Portugal fue definida como "Complejo de rocas ígneas principalmente ácidas, prehercínicas" por FLOOR (1966). Un año más tarde TEX & FLOOR (1967) la denominaron "Fosa blastomilonítica y polimetamórfica", término que ha sido utilizado hasta la actualidad. Más recientemente existen una serie de trabajos sobre este Complejo, entre los que cabe destacar el de ARPS (1970), en el que hace una cartografía y estudio petrológico muy detallado de parte de la zona N de la mencionada "Fosa". Los autores del presente trabajo considerando que esta última denominación implica una génesis muy concreta y sobre la cual existen en la actualidad algunos argumentos que abren la posibilidad de elaborar nuevas hipótesis al respecto, hemos optado por un nombre más general como es el de "Complejo de Noya" evitando así el riesgo que el término antes citado conlleva.

El "Complejo de Noya" se caracteriza por:

- La presencia de unos cuerpos de ortoneis de carácter alcalino a peralcalino, intrusivos en los metasedimentos del Complejo. Su edad es antehercínica.

- Poseer una serie metasedimentaria compuesta fundamentalmente por grauvacas con orto y parafibrolitas intercaladas.

- La existencia de rocas metabásicas que muestran signos de haber sufrido, al menos, un metamorfismo de más alto grado que el alcanzado por el correspondiente hercínico, el cual las retrogradó. Según algunos autores holandeses, este metamorfismo antehercínico también lo habrían sufrido otras rocas del Complejo. Así ARPS (1970) cita restos reabsorbidos de estaurólita dentro de andalucita hercínica o de granates en las plagioclasas de algunas anfibolitas. También FLOOR (1966) menciona la presencia de restos de granates en matablastos de plagioclasa de algunos paraneises.

La otra unidad denominada "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage" corresponde al resto de la superficie de la Hoja. Fue definida primeramente por PARGA PONDAL (1956) como "Grupo de Lage" nombre del que procede parte del asignado al presente dominio. Se caracteriza a grandes rasgos por la presencia de una serie metasedimentaria en gran parte migmatizada, la cual litológicamente es distinguible de los metasedimentos del "Complejo de Noya", y por la abundancia de rocas ígneas parautóctonas, en especial de granitos de dos micas, y de granitoides inhomogéneos últimos productos de la migmatización de las rocas preexistentes. Cabe citar también la presencia de ortoneises glandulares que especialmente en el SE y NW de la Hoja se hallan intensamente migmatizados.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 COMPLEJO DE NOYA ("FOSA BLASTOMILONITICA")

Se han diferenciado tres tipos de materiales, susceptibles de ser incluidos dentro de la leyenda cronoestratigráfica, son los esquistos y paraneises, los neises félsicos y las retroeclogitas. La relación estratigráfica entre los dos primeros no se ha podido establecer, por lo que se les ha asignado la misma edad. Esta ha sido la de Precámbrico-Cámbrico, en base a que han sido intruidos por rocas graníticas (hoy, ortoneises) a las cuales según las dataciones más recientes de CALSTEREN (1977) se les asigna una edad en conjunto de 462 m.a. Esta, sitúa las intrusiones, por tanto, hacia la mitad del Ordovícico. Lógicamente, las series intruidas deben ser anteriores a esta edad. Por otro lado la similitud de facies con otras series sedimentarias precámbricas y cámbricas (como por ejemplo el esquistos grauváquico) también apoya la edad asignada.

1.1.1 Esquistos y paraneises con algunas parafibrolitas intercaladas (PC-CA)

Ocupan algo más de la mitad de la superficie del Complejo dentro de la Hoja, distribuyéndose de un modo continuo a lo largo de la misma.

No ha sido posible separar esquistos de paraneises, por hallarse íntimamente mezclados. Existen intercaladas en esta unidad, parafibrolitas de reducida extensión que por esta razón no han sido representadas.

Concretamente constituyen esta formación, paraneises y esquistos de color gris con dos micas, paraneises con metablastos de plagioclasa, paraneises con aspecto de corneanas, metacuarcitas, esquistos con grafito, parafibrolitas y pequeños lentejones de calcosilicatos. De todos estos tipos de rocas las más abundantes son las primeras que en realidad caracterizan la formación. Son también relativamente frecuentes los paraneises con metablastos de plagioclasa, los cuales se localizan intercalados en la serie. Estos han sido diferenciados en la cartografía mediante una sobrecarga de puntos. El resto de los tipos de rocas mencionados antes, corresponden a pequeñas intercalaciones locales, sin un espesor ni continuidad cartográfica suficiente como para ser representadas. En las proximidades de Pino de Val, en una cantera activa allí situada, presentan estos metasedimentos un aspecto de corneana que destaca del carácter normal de estas rocas. En este punto no poseen esquistosidad y frecuentemente se puede observar la estratificación.

El espesor de la formación resulta imposible de conocer hasta el mo-

mento hacia cuenta que las estructuras anteriores a la segunda fase hercínica no han podido ser determinadas. En cualquier caso sobrepasa, sin duda, los 100 m.

En general son rocas con una marcada esquistosidad de flujo, en muchos casos crenulada por otra pósterior.

1.1.2 Neises félsicos (PC-CA ζ)

Se localizan exclusivamente al N de la falla que corta transversalmente el Complejo, aproximadamente por el centro de su mitad Norte. Ocupan la parte central del Complejo en esta zona y en ellos se localizan los cuerpos de retroeclogitas que se describen en el siguiente apartado.

Poseen una anchura de afloramiento máximo en la Hoja de aproximadamente 6 Kms, siendo su potencia, hasta el momento, muy difícil de conocer.

Son rocas por lo general de color claro, cuarzo-feldespáticas con dos micas en las que predomina a veces la moscovita.

Poseen una esquistosidad por lo general bien marcada.

Resulta difícil asignar a estas rocas un origen orto o paraderivado por lo que se ha decidido denominarlos de este modo, evitando así implicaciones genéticas más o menos gratuitas.

1.1.3 Retroeclogitas hasta anfibolitas granatíferas (E)

Corresponden a una serie de afloramientos de escasa extensión que se sitúa hacia la parte N del Complejo, dentro de los neises félsicos.

Su cartografía exacta resulta prácticamente imposible ante la falta constante de afloramiento continuo y la frecuente alteración en que se encuentran estas rocas. A veces esta alteración puede ser utilizada como criterio indirecto para su cartografía, por sus características típicas (color naranja).

En general parecen formar cuerpos más o menos circunscritos en los que frecuentemente se intercalan niveles y capas de neises félsicos.

Son rocas de color verde oscuro, muy compactas y duras y con fractura irregular.

Macroscópicamente presentan un aspecto masivo, pero que al ser observadas con detalle se puede descubrir muchas veces un "banding" característico. Con frecuencia poseen un intenso diaclasado.

Estas rocas poseen evidentes muestras de haber sufrido un metamorfismo de alto grado (seguramente antehercínico), por lo que parece lógico pensar que su posición estructural debería corresponder con la más inferior

y su edad con la más antigua del Complejo, hecho que entra en contradicción, al menos aparentemente, con la posición estructural en que hoy se encuentran dentro de la sinforma que constituye éste.

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

1.2.1 Esquistos con algunos niveles de cuarcitas (PC—Se)

Constituyen la única formación metasedimentaria definida en este dominio.

Se localizan a ambos lados del Complejo de Noya; en la parte nororiental se encuentran, en muchos casos, intensamente migmatizados y son intruidos por abundantes inyecciones granitoides, pegmatoides y aplitoides, esto último también sucede en los afloramientos del ángulo SE de la Hoja. Al W del Complejo, se encuentran a ambos flancos del antiforme cuyo núcleo son los ortoneises glandulares. En el flanco E de dicho pliegue constituyen una estrecha banda entre los citados ortoneises y el borde W del Complejo, por lo que únicamente están representados los términos inferiores de la serie. En el flanco W, con gran discontinuidad debida al emplazamiento del granito de dos micas, pueden encontrarse niveles superiores.

En la base de la serie cerca del contacto con los ortoneises glandulares se encuentran unos pequeños niveles de esquistos granatíferos (hasta más del 80 por ciento de granate) e intercalaciones, en forma de pequeños lentes, de cuarcitas anfibólicas (posiblemente, antiguas cuarcitas con carbonatos). Un poco más arriba son frecuentes las intercalaciones de cuarcitas en bancos de hasta 20 cm de espesor. En niveles superiores existen esquistos grafitosos a veces acompañados de liditas, ampelitas y microconglomerados.

Sobre su edad no se puede, al menos hasta el momento, precisar más que debe estar comprendida entre el Precámbrico y el Silúrico. No existen criterios de intrusividad, como, por ejemplo; en el Complejo de Noya, con rocas más antiguas que los granitos y granitoides hercínicos o restos fosilíferos para apoyar cualquier hipótesis más concreta. Únicamente la aparente similitud de facies con series del Ordovícico y Silúrico de otras regiones más o menos próximas, parecen apuntar una edad similar, aunque lógicamente la debilidad que conlleva este argumento, no nos permite poder asignarle esta edad con suficiente margen de confianza.

1.3 CUATERNARIO

1.3.1 Pleistoceno

1.3.1.1 *Playas antiguas y rasa litoral* (Q₁P–R1)

Estos depósitos litorales alcanzan un gran desarrollo en la playa y ensenada de Carnota, aunque con menor entidad están representados en todo el litoral oceánico de la Hoja.

Son depósitos subhorizontales, de escasa potencia, de arenas cuarcíticas con cantos aplanados y subredondeados de cuarzo y fragmentos de rocas, fundamentalmente graníticas; a techo algunas veces tienen costrones ferruginosos de pequeño espesor. Se sitúan de 10 a 60 m por encima del nivel medio actual del océano, lo que indica un levantamiento general en la región. Probablemente se trata de un basculamiento de dirección N–S de edad post-miocena NONN, (1966).

1.3.2 Holoceno

1.3.2.1 *Llanuras aluviales y fondos de vaguada* (Q₂A1)

No adquieren una representación importante dentro de la Hoja. El de mayor extensión se localiza en el SE, en la desembocadura del río del Rial en las proximidades de Sierra de Outes.

Se componen fundamentalmente de gravas de cuarzo, esquistos, para-neises y granito, dependiendo del área madre, heterométricas, de redondeadas a subredondeadas y con una matriz areno-limo-arcillosa parda.

El espesor de estos depósitos resulta difícil de conocer, por la falta de cortes buenos, pero es lógico pensar en valores bajos, como es tónica general en toda la región.

Respecto a los rellenos de fondos de vaguada, son frecuentes en gran número de arroyos y cauces secundarios de la red hidrográfica. En general, son depósitos poco evolucionados procedentes del entorno cercano por el que circula el curso de agua correspondiente. Su espesor es pequeño.

1.3.2.2 *Playas actuales* (Q₂P)

Están constituidas por arenas muy homométricas y homogranulares, que se depositan bien clasificadas por la acción de las corrientes, mareas y oleaje.

En las diferentes muestras estudiadas, se ha comprobado un gran predominio de la fracción ligera sobre la pesada, salvo en la muestra DR-315 (plava de Carnota) en que la fracción pesada alcanza el 19,6 por ciento en peso del total de la muestra, siendo los minerales que componen dicha fracción pesada: opacos 30,9 por ciento, granate 21,9 por ciento, circón 13,8 por ciento, andalucita 7,5 por ciento, turmalina 10,7 por ciento, estauroilita 5,6 por ciento, apatito 3,9 por ciento, en porcentajes inferiores al 1,5 por ciento aparecen epidota, rutilo, hornblenda y monacita; también presenta trazas de anatasa y brockita. En otras playas de la Hoja existen estos mismos minerales pesados y también pequeños porcentajes de sillimanita y casiterita.

1.3.2.3 *Coluviones* (Q₂C)

Representan los depósitos del modelado en los interfluvios de la zona.

Son formaciones que tapizan buena parte de la superficie de la Hoja aunque en muchos casos sin espesor destacable. Se componen de cantos de la naturaleza de las rocas próximas, heterométricos y angulosos, dentro de una matriz arcillo-limo-arenosa roja o parda.

1.3.2.4 *Marismas* (Q₂M)

Únicamente se localizan unos depósitos de este tipo en el SE de la Hoja, en la zona de la desembocadura del río del Rial en la Ría de Noya.

Corresponden a la zona afectada por las mareas y están compuestas por sedimentos fundamentalmente arenosos-limosos, cuyo espesor resulta difícil de conocer.

1.3.2.5 *Indiferenciado* (Q₂I)

Se han definido bajo este término aquellos depósitos cuaternarios que ocupando una zona llana y amplia del relieve no pertenecen a ningún curso fluvial o cualquiera de los otros tipos de depósitos diferenciados.

Corresponden principalmente a suelos grises u oscuros, ácidos, con materia orgánica y temporalmente húmedos o encharcados, procedentes de la alteración in situ de las rocas subyacentes. A veces engloban cantos poco evolucionados.

2 PETROLOGIA

En la figura 2 se han representado los minerales índice de metamorfismo localizados en la Hoja.

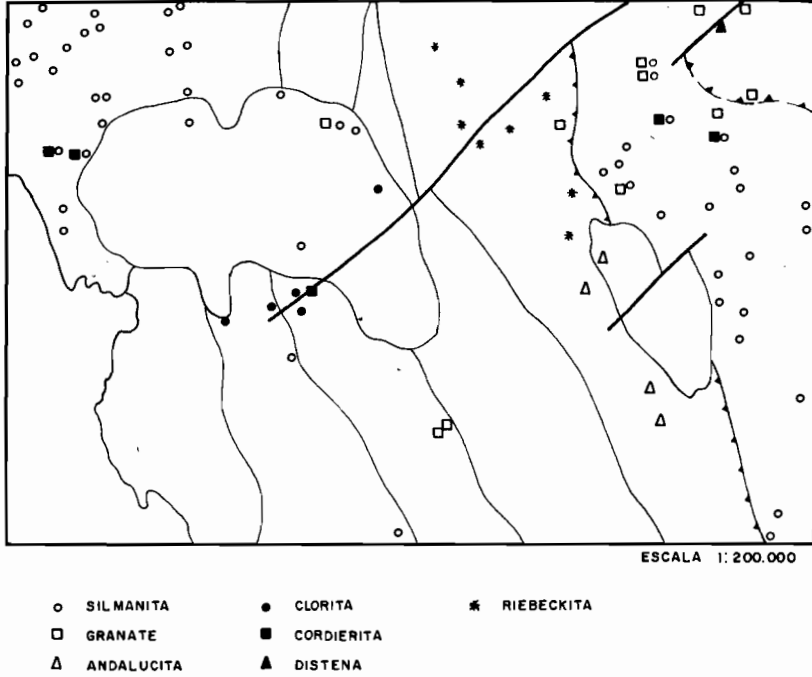


Fig. 2.— Mapa de minerales índice de metamorfismo.

2.1 COMPLEJO DE NOYA ("FOSA BLASTOMILONITICA")

2.1.1 Esquistos y paraneises con algunas parafibrolitas intercaladas (PC-CA)

Estas rocas constituyen fundamentalmente los metasedimentos de Complejo y se extienden desde el N al S del mismo.

2.1.1.1 *Esquistos*

Se describen aquí rocas claramente sedimentarias, que han sufrido di-

versa recristalización metamórfica, dando como resultado esquistos fundamentalmente, y aisladamente filitas y neises.

A grandes rasgos se pueden subdividir en tres tipos: los esquistos normales, los esquistos albiticos y los esquistos andalucíticos.

Los esquistos normales tienen como mineralogía principal: cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita en todos ellos. Como accesorios están apatito, circón, opacos, turmalina, feldespato potásico, esfena. En las rocas neísicas, la cantidad de feldespato potásico aumenta, pasando a ser mineral principal.

El cuarzo se concreta en bandas granoblásticas, más o menos elongado.

El feldespato potásico de algunos esquistos va asociado a epidotas en venas cortantes. En algunos casos es del tipo adularia. Esto puede interpretarse como efectos secundarios de una intrusión ácida en profundidad.

La plagioclasa es anhedral, casi sin maclar y de composición ácida.

La biotita es el principal mineral, junto a la moscovita que forma la esquistosidad lepidoblástica. Está intensamente transformada a clorita, posiblemente por efecto hidrotermal.

La moscovita se presenta a veces como metablastos orientados al azar, y otras abrazada por la esquistosidad dominante. Puede haber, por tanto dos generaciones de ella, una precinemática a la esquistosidad dominante, y otra póstuma postcinemática.

Las texturas son granolepidoblásticas de grano fino. Las bandas granoblásticas las forman los feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico) y el cuarzo. Se observan dos esquistosidades. Una primera casi borrada y sólo reconocible por pequeños arcos poligonizados de micas, y por metablastos de micas abrazados y cruzados a la esquistosidad principal. Una segunda, que es la principal y dominante, de flujo integrada por biotita y moscovita. En algunas muestras se hace visible un "banding" composicional.

Los esquistos albiticos son rocas algo particulares dentro del conjunto, al desarrollar porfidoblastos de albita precinemáticos con la esquistosidad principal dominante. Estas albitas tienen inclusiones de cuarzo, micas y a veces granates, con texturas sigmoides, que definen una antigua esquistosidad relictas y un metamorfismo previo al de albita. Hay que destacar que rocas parecidas se han encontrado en la Hoja contigua de Santiago. También se han citado en otros lugares de Galicia, dentro de este mismo Complejo de Noya.

La proporción de albita dentro de estos esquistos es variable, pero se llegan a dar casos transicionales, según esta abundancia, hacia los paraneises albiticos que tienen iguales características petrográficas.

Además de la albita, el resto de su mineralogía principal es: cuarzo, biotita, moscovita, siempre, y en algunos el granate. Los accesorios son

turmalina, opacos, circón, apatito, feldespato potásico. Muy característico de estas rocas es la presencia casi constante de turmalina que se dispone con su eje mayor siempre, o casi siempre, contenido en el plano de esquistosidad principal.

La albíta, además de todas las características expuestas, es casi siempre anhedral subredondeada y normalmente no está maclada.

El granate es de pequeño tamaño, idiomorfo y bastante abundante.

El feldespato potásico suele ir en venas cortando la estructura o ser intersticial.

Las texturas van desde porfidoblásticas con matriz granolepidoblástica, hasta simplemente granolepidoblásticas, dependiendo del tamaño de la albíta.

Los esquistos andalucíticos están compuestos por cuarzo, biotita, \pm moscovita, \pm plagioclasa, andalucita, \pm granate, como minerales principales; y por turmalina, opacos, circón como accesorios. Se diferencian de los otros esquistos en que son más pobres en plagioclasa que además no es metablástica.

Se agrupan en una pequeña zona, al E del granito de Banza.

La andalucita es incolora sin pleocroismo rosado, poiquiloblástica incluyendo cuarzo, o prismática transformada a sericita. Sus relaciones cinemáticas parecen indicar que se nucleó un poco antes de la esquistosidad principal, pues está ligeramente abrazada por ella, y siguió creciendo sincinemáticamente junto con esa misma esquistosidad y posterior a ella.

El granate aparece como cristales subredondeados de pequeño tamaño, dispersos en la matriz, frecuentemente incluidos en la andalucita.

Hay texturas típicamente corneánicas (recristalizaciones de grano fino) con débil o nula orientación, indicativos de metamorfismo de contacto. Otras texturas son granolepidoblásticas de grano fino con orientación marcada.

2.1.1.2 *Paraneises*

Son rocas muy frecuentes dentro de la zona S del dominio. Hacia el N siguen apareciendo, aunque parece que decrecen en cuanto a volumen.

Al igual que en los esquistos, distinguiremos dos facies: los paraneises normales y los paraneises albíticos.

Los paraneises normales tienen como minerales principales: cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, \pm andalucita. Como accesorios están apatito, circón, opacos, turmalina, esfena, granate.

En algunas ocasiones hay microclina que se presenta en forma de venas cortantes o ligeramente diseminadas en cantidades accesorias. Es probable que fenómenos de tipo inyectivo metasomáticos sean los causantes de su aparición.

La plagioclasa es el feldespato principal y dominante. Está poco maclada, con alguna mirmequita, y su composición es ácida (albita-oligoclasa). Incluye a veces micas y cuarzo elongados, lo que la hace similar a los fenoblastos albiticos de los paraneises albiticos. Sin duda alguna, no hay que descartar la existencia de cambios y pasos graduales entre estas rocas con naturalezas semejantes.

La biotita es marrón, y está bastante transformada a clorita y opacos. La andalucita forma fenoblastos con hábitos sigmoides que llegan a cortar la esquistosidad principal lepidoblásticas. Tendría, por tanto un carácter ínter y sin-cinemático.

Los granates son de pequeño tamaño y los hay tanto incluidos en plagioclasa como fuera de ella.

Las texturas principales son de granolepidoblásticas de grano fino a porfidoblásticas de matriz granolepidoblástica. Generalmente sólo se aprecia una esquistosidad de flujo micácea que abraza los fenoblastos de plagioclasa. Es muy frecuente la presencia de una microvenulación cuarzofeldespática.

Los paraneises albiticos no se diferencian excesivamente de los normales, salvo en un mayor desarrollo de los metablastos de albita poikilitica.

Su mineralogía fundamental es cuarzo, microclina, albita, biotita, moscovita. Como accesorios tiene opacos, apatito, circón, esfena, clinozoisita, ± granate, turmalina y materia carbonosa.

Los metablastos de albita están todos abrazados por la esquistosidad principal, por lo que son precinemáticos a ella. Sus inclusiones micáceas y cuarcíferas definen una esquistosidad relictá, discordante con la principal. La albita está poco transformada a sericita. Además de los cuarzos incluidos, se pueden distinguir otros que tienen naturaleza "drop" y otros del tipo mirmequítico.

La microclina suele estar en venas de inyección que cortan o son concordantes con la esquistosidad.

La biotita es marrón y se transforma a clorita.

El granate es de pequeño tamaño y se encuentra, tanto incluido en la albita intercinemática, como fuera de ella; siempre como esquirlas o restos de cristales mayores. Algunos están anubarrados e incluyen turmalinas. Se transforman a micas y clinozoisita durante la F_2 .

Las texturas más frecuentes son granolepidoblásticas, con algunas porfidoblásticas, cuando la albita se desarrolla en fenoblastos.

En casi todas las muestras se aprecia solamente una esquistosidad de flujo, aunque en alguna se puede observar una ligera crenulación de ella. Si se considera que las inclusiones orientadas dentro de la albita definen una esquistosidad relictiva, habría que decir que estos paraneises han sufrido, al menos tres fases de deformación. Las dos primeras asociadas a fases metamórficas, y la última una microcrenulación muy poco penetrativa.

2.1.2 Neises félsicos (PC—CAÇ)

Se localizan, como ya se dijo, exclusivamente al N de la falla transversal que atraviesa el Complejo de Noya en su mitad N. Su mayor representación superficial la adquieren en la Hoja más septentrional (Hoja núm. 68, Camariñas).

Son neises con cuarzo, plagioclasa, biotita, granate y mucha clinoisita en grandes prismas subidiomorfos, de tendencia leptinitica que parecen proceder de retrogradación de una granulita. Se encuentran asociados a las retroeclogitas que se describen a continuación.

2.1.3 Retroeclogitas hasta anfíbolitas granatíferas (E)

Se sitúan en la parte Norte del Complejo de Noya, y son continuación meridional de los que afloran más abundantemente en la Hoja superior de Camariñas, dentro de este mismo complejo petrológico-estructural.

La mayoría de las retroeclogitas, son ahora anfíbolitas granatíferas, con anfíbol, granate, clinopiroxeno y plagioclasa como minerales principales. El clinopiroxeno es de tendencia verdosa y tiene inclusiones diminutas de opacos que lo anubarran. El granate, se encuentra subredondeado, muy abundante, y bastante transformado a epidota, albita, micas, opacos y anfíbol. El anfíbol es verdoso, tipo hornblenda y se sitúa en porfidoblastos redondeado y sustituyendo al clinopiroxeno. Como minerales accesorios están, cuarzo, opacos, esfena, biotita, carbonatos, mica blanca, zoisita, rutilo.

2.1.4 Ortoneis biotítico (γ_B^1)

Están representados a lo largo de todo el Complejo, siguiendo las direcciones estructurales de éste. Poseen una esquistosidad marcada que corresponde a la de primera fase hercínica y una desarrollada lineación de estiramiento.

Su estructura normalmente, por tanto es plano-linear. Pero ocasionalmente, desaparece el plano de esquistosidad quedando una típica estructura linear, como en una cantera(*) situada próxima a Outes en el S de la Hoja.

Son rocas de origen ígneo, a las que según las últimas dataciones absolutas (CALSTEREN, 1977) se les atribuye una edad de 462 m.a. aproximadamente (Ordovícico Medio).

Son intrusivos en los metasedimentos del Complejo.

Hay tránsitos graduales de estas rocas a los ortoneis con anfíbol que se describen más adelante.

Se caracterizan por ser la biotita el único mineral ferromagnesiano presente. Todos tienen a la biotita como mica principal, a excepción de algunos, donde la moscovita es principal, quedando la biotita relegada a mineral accesorio. Fuera de este hecho y casi invariablemente, los cuatro minerales principales son: cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita. En cuanto a los accesorios que siempre se presentan están opacos y circón. De manera más esporádica, aparecen también allanita, granate (raro), moscovita, apatito, esfena, fluorita, epidota, óxidos de hierro y rutilo (muy escaso).

El cuarzo se presenta como un mosaico de grano fino con fuerte recristalización, o elongado con extinción ondulante y bordes irregulares tipo mortero.

La microclina está generalmente muy bien maclada en enrejado y muy fresca. Forma cristales subdiomorfos bien individualizados, integrando la textura en mosaico granoblástica típica de estas rocas. A veces, se desarrolla en pequeños porfidoblastos con pertitas en parches y maclada Carlsbad.

La plagioclasa está muy poco maclada y es de composición ácida (albita-oligoclasa). Hay algunas mirmequitas, y se altera poco a sericita. Igual que la microclina, puede presentarse en porfidoblastos con inclusiones de opacos, micas y apatito.

La biotita es marrón oscura rojiza o pardo negruzca (tipo lepidomelana) con pleocroísmo externo, muy característico en este tipo de rocas. Es el mineral que marca la orientación, aunque no llegan a desarrollarse planos lepidoblásticos continuos, dada la poca cantidad que hay. A veces se agrupa en microagregados que rellenan microfracturas, y otras, tiene una transformación acicular algo verdoso rojiza. Se transforma a clorita.

(*) x = 505.880 (U.T.M.)
y = 4.744.750 (U.T.M.)

El granate tiene pequeño tamaño con hábito subidiomorfo y se encuentra alterado, en ocasiones a clinozoisita clorita, albita.

La allanita y fluorita, son minerales típicos de los ortoneises. La primera suele ser anaranjada parduzca muy metamíctica, y es muy usual verla recrecida en sus bordes por clinozoisita. La fluorita es anhedral e intersticial.

Las texturas generales son blastomiloníticas de grano fino a medio, algo metaporfídicas. Sólo hay un plano de orientación.

2.1.5 Anfibolitas (ξA)

Se encuentran repartidas homogéneamente a lo largo de todo el Complejo de Noya. Aparecen tanto dentro de los metasedimentos como de los ortoneises.

Las que afloran dentro de los metasedimentos tienen como mineralogía principal, plagioclasa, anfíbol, y a veces cuarzo, granate y biotita. Los minerales accesorios son cuarzo, feldespato potásico, esfena, apatito, opacos, biotita, óxidos de hierro, granate. De estos últimos, el feldespato potásico está siempre en microvenas cortando la roca (posiblemente sea adularia) y en las zonas próximas a las venas, se infiltra en la matriz. Es bastante frecuente este fenómeno, y no sólo en estas rocas, sino que ya lo hemos citado para los metasedimentos. Probablemente sea debida a influencia de intrusiones o manifestaciones ácidas posteriores a la esquistosidad.

Como minerales secundarios, producto de transformaciones, están epidota, clinozoisita (que puede ser muy abundante), clorita y mica blanca.

El anfíbol es muy abundante, y siempre superior a la plagioclasa. Está ligeramente zonado con colores verdosos pálidos en los bordes, e incoloro en el núcleo. Otras veces es verdoso con algún núcleo marrón. En cualquiera de los dos casos, es del tipo hornblenda y hornblenda-¿tremolita? (incoloro). Su hábito es prismático subidiomorfo y a veces acicular. A la vista de estos hechos, pensamos que hay dos tipos de anfíbol, que corresponden a dos generaciones: una primera en tonos marrones-verdosos, y otra segunda más acicular y de tonos incoloros, del tipo tremolita, posiblemente.

La plagioclasa tiende a veces a individualizarse en fenoblastos sin marcar, de composición intermedia (oligoclasa-andesina), e incluye biotitas y anfíboles de pequeño tamaño. Otros cristales son de composición más albítica, probablemente efecto de retrometamorfismo.

La biotita se presenta en pocas muestras, con color verdoso o marrón, y alguna vez va asociada al anfíbol.

El granate está muy transformado en agregados de anfíbol incoloro, micas, opacos, clinozoisita y plagioclasa.

La esfena puede llegar a ser muy abundante, con hábitos subredondados o subidiomorfos, que se disponen individualmente, o en microagregados.

Las texturas son desde granoblásticas o granonematoblásticas de grano fino, hasta metaporfídicas con metablastos de plagioclasa, dentro de una matriz granoblástica de grano fino, casi sin orientación. Es muy frecuente la microcrenulación feldespática.

Por otro lado, las anfibolitas incluidas en los ortoneises tienen iguales características petrográficas que las descritas anteriormente. La gran cantidad de anfíbol, la presencia de los otros minerales, y de texturas similares, así lo indican.

En cuanto al origen de estas rocas en su conjunto, hay que decir que, la gran abundancia de anfíbol y la presencia constante de opacos (a veces en grandes cantidades), nos hace pensar en un antecedente ígneo para el origen de ellas. Serían rocas metabasíticas (¿volcánicas, filonianas y/o subvolcánicas?) posteriormente metamorfozadas en facies anfibolitas, y luego retrogradadas generando los anfíboles más incoloros, epidotas-clinozoisitas, ¿biotita?, clorita, y albita. Este evento de plutonismo básico, bien en forma de pequeños stocks, y/o filones, debió de ser posterior (o sincrónico en parte) a las intrusiones ácidas de los ortoneises biotíticos ya que en éstos se encuentran enclaves de las anfibolitas.

2.1.6 Ortoneis con anfíbol ($N\gamma^1_A$)

Afloran principalmente dentro de la mitad Norte del Complejo y en la esquina NE de la Hoja.

Igual que los biotíticos siguen las directrices estructurales de la región y poseen una marcada esquistosidad de primera fase hercínica y una lineación de estiramiento casi siempre visible.

Sus estructuras son similares a las de los biotíticos.

Son rocas de origen ígneo y naturaleza alcalina y peralcalina que intruyen en los metasedimentos del Complejo.

Se suponen de edad más o menos próxima a la de los biotíticos, aunque quizás ligeramente más modernos.

Básicamente se distinguen dos facies o tipos distintos: los que tienen hastingsita y los de anfíbol tipo sódico (riebeckita), además de los que se sitúan en la esquina NE. Es importante hacer destacar que en los dos primeros, los tipos de anfíbol son excluyentes entre sí.

2.1.6.1 Ortoneis con hastingsita

Tiene como mineralogía principal, cuarzo, microclina, plagioclasa,

anfíbol, biotita. Algunas facies son sólo cuarzo-feldespáticas, quedando restringido tanto el anfíbol como la biotita, a cantidades muy accesorias. La biotita siempre está presente, pero en algunos de ellos, lo hace como accesorio. Otros minerales accesorios son: esfena, opacos, circón, granate (muy escaso), ¿fluorita?, allanita, apidota, óxidos de hierro.

La microclina es pertítica y con buena macla en enrejado.

El anfíbol es verdoso algo azulado del tipo hastingsita. Su hábito frecuente son los prismas pequeños subidiomorfos. Se transforma a micas y opacos.

La plagioclasa es de tipo albita poco maclada, con inclusiones de micas-anfíbol.

La biotita posee pleocroísmo externo en tonos marrones oscuros-anaranjados (tipo lepidomelana).

La esfena es granular de pequeño tamaño, muy abundante, asociada a los minerales fémicos. Otras veces, el circón y la esfena son muy idiomorfos.

Característicos de los opacos es su alto grado de idiomorfismo.

Las texturas son blastomiloníticas, y alguna metaporfídica con fenoblastos de feldespato. La matriz es granoblástica y en algunos se desarrolla orientación de fractura.

2.1.6.2 *Ortoneis con riebeckita*

Se diferencian de los anteriores en pocas propiedades. La mineralogía principal es cuarzo, plagioclasa, microclina, riebeckita, ± egrina. La egrina no siempre aparece como principal, sino que lo más frecuente es verlo en cantidades menores. Los minerales accesorios son opacos, circón, biotita, epidota, fluorita (escasa), esfena. Como puede observarse, la biotita ha quedado relegada, en este tipo de ortoneis, a cantidades accesorias. Aunque en las muestras estudiadas no se ha encontrado astrofilita FLOOR (1966) cita este mineral como presente a estas rocas.

La riebeckita se presenta en prismas cortos subidiomorfos de pequeño tamaño. Frecuentemente se agrupa en microagregados, junto con los opacos y la egrina.

La egrina es de pequeño tamaño, con pleocroísmo verde.

La plagioclasa está casi sin maclar, algo anubarrada por inclusiones diminutas indiferenciadas.

La biotita es del tipo lepidomelana que es, además, propia de estas rocas, pues fuera de las rocas ortoneísicas, es difícil encontrarla.

Las texturas son en todos blastomiloníticas de grano fino-medio. Hay una sola orientación lepidoblástica.

2.1.6.3 *Ortoneis con anfíbol de la esquina NE*

Se sitúa en el otro afloramiento del "Complejo de Noya" dentro de la Hoja.

La presencia de estas rocas junto con los ortoneises biotíticos, han sido uno de los argumentos que nos ha hecho suponer la relación genética de esta zona con el Complejo s.s., ya que estos tipos no se han localizado nunca fuera de él, siendo por otro lado su existencia uno de los factores que le caracteriza.

Su extensión es reducida. Originalmente debieron corresponder a sills poco potentes de rocas ígneas, emplazados más o menos paralelos a la estratificación, que hoy se encuentran plegados por la segunda fase de deformación hercínica, ocasionando el tipo de afloramiento que se observa en la cartografía, a modo de estrechas capas alargadas.

Presentan al igual que los otros ortoneises una marcada esquistosidad que corresponden a la S_1 y una lineación de estiramiento importante.

Su mineralogía principal es cuarzo, plagioclasa, anfíbol y la accesoria opacos, biotita, apatito, circón.

El anfíbol es verdoso marrón tipo hornblenda y su proporción es alta. Puede decirse que es el mineral mayoritario seguido por la plagioclasa. Esta última es de composición oligoclasa-andesina. El cuarzo es intersticial y algunos son "drop" sobre la plagioclasa.

2.1.7 **Bosquejo metamórfico del dominio**

Las transformaciones metamórficas de las rocas de este dominio en la esquina NE guardan gran analogía en las observadas en el "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage", debido a su grado de migmatización, por lo que en este apartado sólo nos referimos al metamorfismo del Complejo de Noya "sensu stricto" ("Fosa blastomilonítica").

No hay restos, por lo menos en esta Hoja, de migmatizaciones en todo el área estudiada. Tampoco se ha encontrado una cantidad destacable de minerales índice de metamorfismo dentro de los metasedimentos. Así, en estas rocas, la paragénesis más común es cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita \pm granate \pm microclina (muy escasa). En la plagioclasa incluimos tanto los fenoblastos de albita poiquilítica (propias de esquistos y paraneises) como el resto de las plagioclasas, que no tienen esas características. La microclina casi siempre está en venas y cuando no lo está es dudoso saber si procede del metamorfismo progresivo, o si por el contrario es de origen metamórfico. En cualquier caso, y a la vista de esta paragénesis, se com-

prueba que en ningún momento se han alcanzado las condiciones típicas de alto grado y mucho menos, de migmatización.

Según las relaciones cinemáticas de estos minerales, puede decirse que hubo una primera etapa de deformación pre o sinmetamórfica, con aparición de cuarzo, moscovita, biotita, plagioclasa (+albita), \pm granate. Los granates los hay de dos tipos: los incluidos (blindados) en los metablastos de albita, y los que estando fuera, son pre-esquistosidad principal (S'_1). No hemos encontrado criterios para pensar que se hayan formado en etapas distintas. El hecho de estar unos incluidos y los otros no, creemos no es un criterio para ello. Lo que sí puede haber sucedido es que existieran dos momentos de nucleación dentro de la misma fase, y que los primeros han quedado atrapados por el posterior desarrollo de la albita fenoblástica que paralizó, de esta forma, su crecimiento. Por tanto, durante esta primera fase, pero algo posterior en el tiempo, crecen los cristales de albita blástica englobando micas y granates nucleados inmediatamente antes.

En la segunda etapa de deformación, también sinmetamórfica, se producen fuertes estructuras plegadas con nueva recrystalización.

Los minerales que se forman son cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita. Este ligero cambio en las condiciones de metamorfismo, que supone la aparición de la andesina en algunas zonas del área intermedia del Complejo de Noya, ya comienza un poco antes de esta fase; es decir, la andesina se nuclea interfase y continúa creciendo incluso algo posterior a la segunda. Dada que algunas de las muestras con andesina manifiestan texturas recrystalizadas de tipo corneana, suponemos que ha existido un metamorfismo de contacto que las produjo. No sabemos con seguridad si además de estas condiciones, parte de la andesina es regional. Algunos detalles apuntan a que sí puede ser.

En las anfíbolitas la paragénesis más común es plagioclasa, hornblenda \pm cuarzo \pm granate \pm biotita, con otros minerales de transformación como son: \pm epidota \pm clinozoisita \pm esfena \pm clorita \pm mica blanca. Las relaciones petrográficas entre estos minerales indican que hubo una primera fase de metamorfismo progresivo de grado medio y de facies anfíbolita, para luego retrogradarse a paragénesis de más bajo grado con anfíbol incoloro, epidota, clinozoisita, esfena, clorita y mica blanca. Estas fases suponemos que son sincrónicas con las que afectan a los metasedimentos.

En cuanto a las rocas de la parte Norte del Complejo de Noya, (retroclogitas y neises félsicos) hay que destacar la existencia de dos metamorfismos distintos y de signo contrario. Por un lado, el carácter eclogítico de unas, y el supuesto antecedente granulítico de las otras, nos indica un antiguo metamorfismo de alto grado ¿anhidro? de edad prehercínica. Poste-

riormente, hubo una retrogradación a facies anfibolita de edad hercínica que dio como consecuencia la paragénesis actual.

Según todo lo expuesto hasta ahora y si comparamos las condiciones metamórficas del dominio migmatítico y del Complejo de Noya, observamos que existe una discontinuidad en el grado metamórfico entre ambos. Esta discontinuidad viene marcada por el límite submeridiano cartográfico que separa los dos dominios.

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

2.2.1 Esquistos con algunos niveles de cuarcita (PC–Se)

Estas series de esquistos presentan un metamorfismo regional progresivo que abarca desde el grado medio (andalucita-sillimanita) hasta un grado alto (sillimanita-feldespató potásico).

En la zona de grado medio con andalucita la paragénesis más frecuentemente encontrada, dentro de los tipos metapelíticos, está formada por: cuarzo, plagioclasa \pm moscovita, biotita \pm andalucita \pm granate. Como accesorios figuran: apatito, circón, leucoxeno, xenotima, turmalina, opacos. Presenta texturas lepidoblásticas en ocasiones deformadas y de tipo cataclásico.

Con respecto a la deformación se aprecia al microscopio, una esquistosidad de flujo claramente visible de primera fase hercínica (F_1) y una esquistosidad de segunda fase hercínica (F_2) de crenulación. Así como se observa una tercera esquistosidad frágil, de tipo tardío que lleva consigo la trasposición de planos de cizalla y la formación de "kink-band".

De las tres fases visibles sólo las dos primeras son sinmetamórficas correspondiendo la blastesis de andalucita al período de interfase de F_1 - F_2 y prolongándose durante F_2 . El granate sin embargo, es poco frecuente dentro de las muestras estudiadas; se encuentra en xenoblastos corroídos en una matriz de cuarzo y rodeados por la esquistosidad principal, presentando en su interior inclusiones no orientadas de opacos; su período de blastesis corresponde probablemente a la primera fase de deformación, es decir sin F_1 post F_1 . Se han encontrado sin embargo, con aspecto de relictos, granos muy pequeños de tipo anhedral incluidos en el resto de las fases minerales, con núcleos anubarrados y alterados a biotita en sus grietas. En relación con esta forma de aparición es importante señalar la presencia de una paragénesis anterior, con estauroilita y granate, observada en un macroenclave meta-

pelítico dentro de los granitos de dos micas. Dicha paragénesis está constituida por: cuarzo, biotita, granate, estaurolita, sillimanita, andalucita, y en ella, el granate se encuentra desestabilizado presentando un hábito alargado y paralelo a la esquistosidad principal, con inclusiones de opacos plegados (S_1) y bordes fuertemente corroídos. Se ha interpretado como sincinemático con la F_1 . La estaurolita al igual que el granate aparece desestabilizada y ambas fases están siendo sustituidas por cuarzo, biotita y sillimanita. Sin embargo la relación estaurolita-granate no está del todo clara. La andalucita también aparece desestabilizada, corroída, y pasando a sillimanita la cual, se nuclea sobre las tres fases mineralógicas anteriores (granate, estaurolita, andalucita).

Llama la atención, por otra parte, la aparición de granate en niveles ricos en opacos que a veces cobran el aspecto de venas metálicas.

Zona de grado medio con sillimanita. Esta facies de metamorfismo se abarca principalmente la banda metasedimentos que bordean la granodiorita precoz, así como también en la mayoría de los macroenclaves situados en el interior de los granitos de dos micas. Petrográficamente se presentan texturas que van de lepidoblásticas a bandeadas, con cataclasis pronunciadas en algunos casos.

La paragénesis más frecuente está formada por: cuarzo + biotita, + moscovita + sillimanita \pm plagioclasa \pm andalucita. Como accesorios: apatito, circón, xenotima, opacos.

En relación con la deformación se observa una esquistosidad de flujo que se acompaña de un bandeo de cuarzo, la cual corresponde a la deformación de F_1 y una segunda esquistosidad de crenulación producida por la F_2 . En relación con estas dos fases se desarrolla sillimanita previamente a la F_2 y durante la F_2 , preferentemente en las zonas de flexión de los micropliegues de F_2 . También existe blastesis de este mineral a partir de sericita procedente de la alteración de andalucita.

Zona de alto grado sillimanita-feldespato potásico. Los metasedimentos enclavados dentro de esta zona corresponden a paraneises con feldespato potásico estable. Dichas rocas presentan a escala regional un grado de migmatización variable. Son en general metatexitas en las que a escala petrográfica puede diferenciarse el paleosoma de un neosoma constituido fundamentalmente por material leucocrático; en aquellos sectores en los que la migmatización ha sido intensa aparecen de forma generalizada diatexitas en tránsito insensibles a granitoides autóctonos o parautóctonos.

Desde un punto de vista petrográfico se pueden diferenciar dos tipos de paragénesis: Una con cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico + biotita \pm moscovita y otra con cuarzo + clorita + feldespato potásico + biotita \pm

sillimanita. Como accesorios comunes a ambos, apatito, circón, xenotima y opacos.

Es probable que la primera de estas paragénesis, carente de sillimanita, corresponda a esquistos de grado medio, siendo el feldespato potásico de inyección. Sus texturas son lepidoblásticas.

El segundo tipo de paragénesis, con sillimanita estable, se presenta en rocas con textura preferentemente granoblástica. En ellas la plagioclasa aparece de dos maneras, la más antigua es una oligoclasa anubarrada y sericitizada, polisintéticamente maclada; mientras que la plagioclasa tardía presenta una composición más ácida incluyendo cuarzo en gotas. El feldespato potásico es la mayoría de las veces, microclina zonada en parches, lo que indica un aporte posterior de potasio, con la macla en enrejado característica e incluyendo plagioclasa, biotita y cuarzo poiquilítico. La sillimanita presenta un crecimiento mimético sobre biotita y moscovita, también se encuentra en finos cristales aciculares incluidos en plagioclasa y moscovita tardías.

Ambos tipos de facies presentan una esquistosidad de flujo microplegada, probablemente de F_1 si bien, en las rocas con textura granoblástica está casi borrada.

2.2.2 Ortoneis glandular ($N_G \gamma^1_{mb}$)

Sus afloramientos quedan comprendidos a ambos lados del Complejo de Noya, siendo más importantes, dentro de la Hoja, los situados al W del mismo.

Presentan dos tipos de facies:

2.2.2.1 *Ortoneises glandulares poco migmatizados*

Poseen una textura porfidoblástica frecuentemente muy deformada y de tipo cataclástica. Su paragénesis es: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, moscovita. Como accesorios: apatito, circón, turmalina, granate y opacos. Los megacristales feldespáticos están constituidos por microclina perftica maclada en Carlsbad, incluyendo en su interior plagioclasa maclada y biotita no orientada. A veces estos megacristales son también de plagioclasa. Son en general monocristalinos, aunque a veces se presentan como agregados. Tanto unos como otros se encuentran rodeados por la esquistosidad S_1 presentando sombras de presión, por lo que puede decirse que son anteriores a ella. A veces son visibles dos fases de deformación sin esquistositas, que originan una esquistosidad de flujo (S_1) y una de crenulación (S_2)

con poligonización de micas y reorientación dimensional paralela al plano axial de los micropliegues de segunda fase hercínica. En las facies deformadas se aprecia una penetración frágil con cataclasis de feldespatos, y deformación de micas seguida de fuerte recristalización de cuarzos. Estos ortoneises glandulares afloran en una amplia banda que atraviesa toda la Hoja en dirección N-S, que se ve cortada por el granito de Ruña, y la cual constituye el núcleo de una gran antiforma de segunda fase hercínica.

2.2.2.2 *Ortoneises glandulares muy migmatizados*

Dependiendo de la migmatización presentan una textura variable, que va de porfidoblástica deformada, en las rocas menos migmatizadas, a grano-blástica cataclástica en las facies más profundas. Presentan dos tipos de paragénesis: cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico + biotita \pm moscovita + sillimanita; y cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico + biotita \pm sillimanita. Como accesorios: granate, apatito, circón, opacos. La primera de ellas corresponde a facies migmatíticas, en las que el feldespato alcalino es microclina perítica, con desarrollo poikilítico incluyendo cuarzo, plagioclasa y biotita. Presenta bordes microgranudos de composición albitica. La plagioclasa es más ácida y la sillimanita se presenta en finas agujas incluidas o bien en la plagioclasa o bien en moscovita blástica tardía, también aparece miméticamente sobre la moscovita o biotita. No se observan dentro de estas facies, foliaciones claramente definidas. A veces aparecen en restos aislados y con moscovita primaria desestabilizada.

La segunda paragénesis sin moscovita, corresponde probablemente a dominios metatexíticos dentro del ortoneis glandular. En ellos la biotita aparece fuertemente alterada a clorita y la plagioclasa profundamente zonada; la sillimanita forma concentraciones fibrolíticas sobre biotita y la cordierita es claramente tardía. Esta última es progresiva, no de contacto.

2.2.3 **Precusores básicos ("cognate inclusions") de la granodiorita precoz, de composición granodiorítica hasta diorítica ($\gamma\eta^2$ - η^2)**

Se trata de inclusiones comagmáticas de composición granodiorítica, tonalítica, hasta diorítica, dentro del cuerpo de la granodiorita precoz. Son de color oscuro a negro, con un grano más grueso que el de las inclusiones xenolíticas, muy frecuentes en las granodioritas con megacristales. El contacto entre estas inclusiones y la granodiorita es más o menos gradual, lo que hace pensar en su carácter autolítico, como precusores básicos de la misma (CAPDEVILA, 1969). Por tener el grano más fino que la granodiorita se

altera menos que ésta, dando pequeños bolos que por su composición gradual se descaman en forma de cebolla. Estos bolos son muy característicos en el paisaje granodiorítico.

Presentan una textura foliada y están compuestos por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, anfíbol.

La plagioclasa en una andesina (An 40-50 por ciento) escasamente zonada. Los minerales accesorios, apatito, allanita y esfena son muy abundantes. La foliación aparece marcada por la orientación del anfíbol y las micas.

2.2.4 Granodiorita precoz con megacrystalos ($\gamma\eta^2$)

El afloramiento principal de estas rocas se trata de un macizo intrusivo, de unos 4 Kms de ancho y cerca de un centenar de largo, que se extiende desde Vigo, al Sur de Galicia, hasta Bayo, en el Norte de la Hoja de Camariñas (03-06), y que corta a la Hoja de N-S, aproximadamente.

Es un macizo intrusivo en las rocas del Complejo de Noya y en los metasedimentos y ortoneises glandulares de fuera de éste.

Presenta frecuentes enclaves de esquistos plagioclásicos, anfibolitas y ortoneises correspondientes todos ellos al Complejo, así como también tipos más básicos que han sido considerados, como "congnate inclusions" (ARPS, 1970), que corresponden a los precursores básicos ya descritos.

Petrográficamente se encuentran muy deformados y filonitizados, generalmente con texturas miloníticas y blastomiloníticas.

Presentan la siguiente composición mineralógica: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, biotita. Como accesorios: apatito, circón, xenotima, opacos.

El cuarzo, aparece en las facies muy milonitizadas, como un mosaico secundario empastando al resto de los componentes mineralógicos. El feldespato alcalino es microclina pertítica con maclas de deformación, presentando coronas de cuarzo en mortero y de plagioclasa albítica incluyendo cuarzo granofídico. La plagioclasa aparece sericitizada. Con maclas mecánicas, frecuentemente zonada y con tendencia al idiomorfismo, incluye biotita y moscovita. La biotita presenta también planos de exfoliación deformados y extinciones ondulantes.

En cuanto a las deformaciones se observa al microscopio una esquistosidad de flujo de F_2 y una fuerte deformación penetrativa con microcrenulación y recristalización.

2.2.5 Granito moscovítico (γ_m^2)

En el borde Sur de la Hoja y dentro del macizo de granodiorita, hay que destacar la presencia de un cuerpo alargado de granito moscovítico que puede corresponder a los últimos productos de la diferenciación magmática de la serie de las granodioritas.

Es un granito porfídico con fenocristales de feldespato que presentan orientación semejante a la de flujo magmático. Dentro de este granito existen enclaves más básicos con manchas biotíticas.

Petrográficamente presenta textura granuda porfídica orientada, en ocasiones muy deformada y de tipo cataclástico. Composicionalmente está formado por: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita. Como accesorios: apatito, biotita, circón, opacos.

El cuarzo forma un mosaico recristalizado. La plagioclasa, de composición ácida, se encuentra sericitizada y con maclas deformadas, estando a veces los fenocristales compuestos por varios individuos. El feldespato alcalino es generalmente microclina perítica maclada en Carlsbad, apareciendo en sus bordes plagioclasas macladas. En general se observa una deformación frágil con cataclasis de cuarzo y tendencia a la orientación de la fábrica.

2.2.6 Granitoide migmatítico ($\gamma\psi^2$)

Hemos incluido en este apartado todas aquellas rocas que presentan características graníticas y son principalmente leucocráticas, abarcando desde las que a veces conservan restos de estructuración, del material del que proceden, hasta las que prácticamente son granitos homogéneos sin diferencias claras con los granitos de dos micas de los macizos plutónicos bien definidos.

Existe, por tanto, un tránsito prácticamente insensible desde las diatexitas a los tipos granitoides emplazados in situ sincinemáticamente. El carácter palingenético está marcado por la presencia de abundantes núcleos relictos constituidos esencialmente por ferromagnesianos y silicatos aluminicos, en los que todavía se conserva la foliación principal, aunque aparece traspuesta por la aparición de blastos de moscovita tardía.

A pesar de sus semejanzas mineralógicas, se pueden separar dentro de este grupo dos tipos de rocas. Aquellas que conservan orientación petrográfica visible que corresponderían a las migmatitas y las que no la poseen que serían los granitoides. La separación cartográfica entre ambos tipos resulta muy difícil y con frecuencia unas están dentro de las otras, por lo que se ha decidido agruparlas bajo un mismo conjunto.

En las migmatitas, la mineralogía fundamental es cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita, moscovita. La mineralogía accesoria es sillimanita, apatito, circón, opacos y más escasamente rutilo y óxidos de hierro.

La microclina se presenta en granos individualizados, o en fenoblastos maclados según Carlsbad. Tiene una o dos generaciones de perfitas.

La plagioclasa es del tipo oligoclasa con algún borde albítico, sobre el que se desarrollan mirmequitas. Está maclada, poco zonada, y alterada a sericita.

La biotita es rojiza, y se transforma normalmente a clorita y sagenita. Presenta como la moscovita, bordes simplectíticos.

La moscovita se asocia a la biotita y sillimanita, creciendo con mucha frecuencia sobre ellos, con un carácter póstumo. No se puede precisar cuánta moscovita es todavía primaria del metamorfismo progresivo, y cuándo es posterior a dicha fase de metamorfismo. Por tanto, aunque casi seguro hay dos generaciones de ella, no podemos indicar cuál es cada una, y qué parte de ella se ha transformado o no a microclina, dentro del metamorfismo progresivo.

La sillimanita es prismática y fibrolítica, asociándose a las micas. En una primera evaluación, parece que procede de la biotita, habiendo un posterior desarrollo de moscovita que la incluye.

La textura dominante es granolepidoblástica, con variaciones porfidoblásticas. El grado de alteración general es bajo. Sólo presentan una esquistosidad visible.

Las rocas granitoides son mineralógicamente similares a las migmatitas, con la salvedad textural de no estar orientadas, aunque si están en parte milonitizadas y cataclastizadas. Otras son verdaderos granitos de dos micas, y pueden tratarse de apófisis graníticas semejantes a las que hay en sus entornos.

La deformación mecánica provoca estructuras en muchos minerales (cuarzo, feldespato) y texturas con bordes "morter" en el cuarzo.

Los núcleos restíticos que aparecen incluidos dentro de estas fases granitoides presentan texturas lepidonematoblásticas, con gran desarrollo de profidoblastos de moscovita, y cordierita pinnitizada que incluyen sillimanita; esta última también se presenta en grandes núcleos de fibrolita.

2.2.7 Granito de dos micas de grano medio a grueso ($_{2-3}\gamma_{mb}^2$)

Pertenece a los granitoides de tendencia alcalina, muy abundantes en todo el occidente de Galicia, donde según CAPDEVILA y FLOOR (1970), constituyen aproximadamente el 35 por ciento de los afloramientos.

El granito de dos micas de grano medio a grueso ha recibido diferentes nombres por los distintos autores que lo han estudiado, así por ejemplo RAUMER (1963) y AVE LALLEMANT (1965), le han llamado granito de Barbanza, por sus estudios en la zona de la ría de Muros y Noya. WOENSDREGT (1966) que trabajó en la región de Mujía-Finisterre le llamó granito de Dumbria. Ocupan una extensa banda que abarca desde Redondela por el Sur hasta Malpica en el Norte. Constituyen así mismo un grupo más o menos homogéneo con los granitos anatócticos, ya que presentan, bajo un punto de vista estructural y textural, un estrecho parentesco con ellos. Difieren sin embargo en su modo de emplazamiento ya que aquéllos, presentan un tránsito insensible con las zonas migmatíticas, es decir, son de carácter autóctono, y éstos por el contrario, presentan un emplazamiento en parte alóctono, intruyendo en las zonas metamórficas de grado medio; si bien en algunos sectores presentan contactos transicionales con los tipos diatexíticos lo que indica, en resumen un emplazamiento parautóctono. Estos granitos son intrusivos también en todas las regiones, incluyendo las rocas ígneas anteriores a ellos y los materiales del Complejo de Noya.

Encierran numerosos macroenclaves de esquistos y paraneises, que presentan superpuestos al metamorfismo regional, un metamorfismo de contacto producto de su intrusión.

Presentan texturas granudas orientadas, con un grado variable de cataclisis y milonitización. Composicionalmente están formados por: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, moscovita. Como accesorios: apatito, circón, turmalina y opacos.

El cuarzo posee a veces recristalización secundaria. La plagioclasa es albíta, en ocasiones zonada. También aparece una plagioclasa más antigua que incluye pajuelas de moscovita orientadas cristalográficamente. Se observan así mismo crecimientos simplectíticos entre cuarzo y plagioclasa. El feldespato potásico que es micoclina perítica con inclusiones de cuarzo gráfico y de plagioclasa sericitizada, aparece maclado en Carlsbad. La moscovita es tardía, se desarrolla sobre biotita con liberación de opacos, presenta bordes simplectíticos.

En algunas facies es frecuente la aparición de una foliación relictas así como agujas de sillimanita incluidas en plagioclasas tardías. Ambos hechos son indicativos de la procedencia anatexítica de estos granitos.

2.2.8 Granito de dos micas de grano fino a medio ($_{3-4}\gamma^2_{mb}$)

Corresponde con los denominados "tipo Muros" por RAUMER (1963) y AVE LALLEMANT (1965) y "Tipo Banza" por ARPS (1970).

El afloramiento más importante dentro de la Hoja, de este tipo de rocas, lo compone el cuerpo de Banza que da nombre al tipo antes mencionado. Este se sitúa hacia la parte central del límite E del Complejo de Noya, con una forma ovoidal alargada N-S.

Existen dentro de las formaciones migmatíticas en las que intruye, granitos de dos micas iguales a él. Estos se interpretan como apófisis de él, que se inyectan, y en parte migmatizan por inyección, los metasedimentos metamorfizados descritos anteriormente. Más al W existe otro cuerpo petrológicamente similar, de menor superficie de afloramiento y que además posee un carácter porfídico.

Su mineralogía fundamental es cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita, moscovita y como accesorios están: opacos, apatito, circón y sólo en ocasiones, epidota.

La microclina es pertítica y con macla en enrejado visible.

La plagioclasa está alterada a sericita, poco zonada y su composición es oligoclasa ácida, principalmente.

La biotita es marrón oscura, con inclusiones de circón y se transforma a clorita.

La proporción relativa entre la biotita y la moscovita es variable. La cantidad de biotita, en ocasiones, llega a ser superior a la moscovita, mientras que en otras se queda reducida a cantidades accesorias.

La moscovita se presenta como cristales tabulares con la característica de tener los planos de exfoliación "turbios" con gran abundancia de opacos diminutos. Hay simplectitas en sus bordes, cuando se encuentra próxima a la microclina.

El apatito es subredondeado y muchas veces está anubarrado por diminutas inclusiones pulverulentas.

La textura de este granito es equigranular de grano fino-medio y localmente milonitizada.

Como ya hemos indicado anteriormente, dentro del dominio migmatítico existen muestras graníticas con iguales propiedades petrográficas que el granito de Banza, con la excepción de llevar sillimanita y granate.

La mineralogía principal es cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita, moscovita. Como accesorios están opacos, apatito, circón siempre, y en menos proporciones esfena, epidota, granate y sillimanita.

La microclina es poco pertítica. La plagioclasa está poco zonada, es de tipo ácido (albita-oligoclasa) con algunas mirmequitas. La biotita marrón-rojiza se transforma a clorita.

2.2.9 Granito de dos micas con megacristales. Facies de grano grueso

(γ_{p2-3}^2 , γ_{mb}^2), facies de grano fino (γ_{p3-4}^2 , γ_{mb}^2)

Corresponde a un macizo granítico circunscrito que aflora en el centro de la Hoja, cortando de E-W gran parte de los materiales que en ella afloran, y que tradicionalmente ha sido denominado "tipo Ruña". Es un granito porfídico con abundantes megacristales de hasta 4 cm de longitud, que están orientados por el flujo magmático y reorientados por la segunda fase de deformación con la que este macizo es sincinemático.

Composicionalmente presenta: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, moscovita. Como accesorios: circón, apatito, monacita, esfena y opacos.

Los megacristales son de feldespato alcalino, concretamente, microclina pertítica maclada en Carlsbad, en parte albitizada (macla de Damero) y con mirmequitas. La plagioclasa es fundamentalmente albítica. Las micas presentan cierta orientación y a menudo están deformadas. La moscovita se presenta en grandes cristales tabulares con inclusiones de opacos y es de generación tardía.

Dentro de este macizo se ha podido separar cartográficamente por contactos graduales una facies de grano más fino (γ_{p3-4}^2 , γ_{mb}^2) en la que existen pocos megacristales, y son de menor tamaño. Petrográficamente es muy similar al anterior, y es probable de que se trate de una emisión ligeramente posterior del mismo magma.

Este granito es el miembro posterior de la serie de los granitos de dos micas sincinemáticas con la segunda fase de deformación hercínica.

2.2.10 Granodioritas tardías (γ_b^2 , γ_{mb}^2)

Están aquí incluidos los granitos postcinemáticos cuya intrusión es posterior a las fases tardías de plegamiento, por lo que no están deformados y yacen en macizos circunscritos de formas más o menos circulares.

Dentro de la Hoja hay dos tipos:

- Granodiorita tardía de Pindo, con facies central y de borde.
- Granodiorita tardía de Pando, similar a la facies de borde del anterior.

Son granitos biotíticos de color rosado que presentan facies de grano medio y grueso, a veces algo porfídicas y que no presentan ningún tipo de orientación. Petrográficamente presentan una textura granuda hipidiomorfa. Composicionalmente están formados por: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita. Como accesorios: apatito, circón, clinozoisita, zoisita, fluorita y opacos.

La única diferencia entre las dos facies distinguidas, facies central y facies de borde de la granodiorítica de Pindo (esta última similar a la de Pando), radica en la presencia de moscovita en la primera. Por lo demás son de igual composición y estructura. Debido a esto hacemos su estudio globalmente.

La plagioclasa aparece polisintéticamente maclada y sericitizada. El feldespato alcalino es microclina peritética que incluye cuarzo, plagioclasa y biotita. La mica es una biotita verde en grandes cristales desflecados, presentando en su núcleo epidota de alteración y opacos e incluyendo circón.

2.2.11 Bosquejo metamórfico del dominio

Dentro del "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage", se distinguen grados metamórficos que corresponden a partes más o menos profundas de la mesozona.

Dentro de los niveles relativamente menos profundos de la mesozona el metamorfismo se caracteriza por lo siguiente:

a) Metasedimentos: existe un metamorfismo M_1 simultáneo y algo posterior a F_1 que se caracteriza por el par granate-estaurolita. El metamorfismo M_2 adquiere su punto álgido durante la F_2 con desarrollo de una paragénesis andalucita-granate-sillimanita. Corresponde a la facies de la anfíbolita.

b) Ortoneises glandulares: no se han encontrado dentro de estos materiales, en el presente trabajo, minerales metamórficos índice; sin embargo, según GIL IBARGUCHI (1979) se caracteriza por una homogeneización del granate con subsiguiente desestabilización a biotita.

Procesos hidrotermales, que tienen lugar durante M_2 , generan micas, biotita y moscovita, a partir de estaurolita y granate.

Dentro de los niveles mesozonales más profundos se observa en las metapelitas que durante M_1 se generó sillimanita a partir de la desestabilización de moscovita y andalucita. En este período metamórfico comienza la anatexia. Con carácter tardío se produce la desestabilización de sillimanita y la aparición de moscovita tardía.

Retrometamorfismo: posteriormente a la segunda fase de deformación, tiene lugar un proceso de retromorfismo que se manifiesta en la cloritización del granate y la biotita, sericitación de plagioclasa y moscovitización de andalucita.

2.3 ROCAS FILONIANAS

Dentro de este apartado y clasificándolas de mayor a menor antigüedad, se han diferenciado las siguientes rocas:

- Diques de cuarzo.
- Diques de pegmatitas.
- Microgranitos porfídicos.
- Lamprófidos.

2.3.1 Diques de cuarzo (q)

Son frecuentes dentro de la Hoja diques de cuarzo generalmente posthercínicos y sin deformación, y que suelen cicatrizar fracturas tardihercínicas de dirección NE–SW y NNW–SSE. Los tres de mayor tamaño están ubicados en Lucerna de Seijos Blancos(1) cerca de Pajareiros, en Mondin(2) y en el Ato de Fonte Albite(3). En general son diques masivos variando su potencia desde venas centimétricas hasta varias decenas de metros y de longitud también variable. Algunos de estos filones de cuarzo presentan pequeños indicios de mineralizaciones de estaño, wolframio y antimonio.

Han sido explotados por su gran riqueza en sílice, principalmente para la fábrica de ferroaleaciones existente en Cee.

2.3.2 Diques de pegmatitas (FP–A)

Agupamos aquí ambos tipos de filones que son posteriores al emplazamiento de los granitos de dos micas, e intruyen en las rocas preexistentes.

Tienen normalmente escasa potencia e intruyen siguiendo las direcciones de las fallas, o paralelos a la foliación regional. Su espesor y longitud son variables. La mayoría son económicamente estériles, pero pueden llevar, ocasionalmente, mineralizaciones de Sn-W, como los diques mineralizados de San Finx a algunos Kms al SE de esta Hoja.

Petrográficamente presentan textura granuda y composicionalmente están formados por: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y moscovita. Como accesorios: turmalina, apatito, circón, andalucita, sillimanita y opacos. Se observa en ellos a veces una esquistosidad que corresponde a la de la segunda fase hercínica (S₂).

(1) x = 164.130; y = 930.070

(2) x = 164.600; y = 939.100

(3) x = 169.650; y = 943.500

2.3.3 Microgranito porfídico (FO)

Existe un gran dique de microgranito porfídico, cercano a la ermita de San Pedro Mártir(1), que corta a las rocas migmatíticas y también una serie de pequeños diques tardíos emplazados preferentemente dentro de los granitos sincinemáticos.

El dique de San Pedro presenta una textura microporfídica y está compuesta por:

Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita \pm clorita \pm anfíbol.

Como fenocristales aparecen: cuarzo alotriomorfo; feldespato alcalino que presenta intercrecimientos gráficos de cuarzo y biotita, esta última alterada a clorita; plagioclasa euhedral con reborde albítico, algo sausuritizada; y anfíbol y biotita euhedrales con aspecto cúbico. La matriz es un agregado de pequeños cristales euhedrales de plagioclasa, sericita y opacos.

Los restantes pequeños diques que afloran en todo el dominio migmatítico, tienen textura microporfídica con matriz variable desde afanítica a microcristalina. Su composición más frecuente es: Feldespato potásico, plagioclasa \pm biotita \pm cuarzo.

Como fenocristales: cuarzo corroído; plagioclasa oligoclásica euhedral, zonada y maclada, a veces sericitizada, feldespato alcalino corroído incluyendo biotita; anfíboles y biotitas euhedrales a veces constituyendo nidos junto con esfena y opacos y representando frecuentemente bordes de resorción.

Matriz: constituida por un agregado, de tamaño de grano variable, formado por plagioclasa \pm feldespato potásico \pm anfíbol. Como accesorios: rutilo, apatito, circón, allanita.

2.3.4 Lamprófidos (FL)

En el "Dominio de las rocas graníticas. Grupo de Lage" se encuentran pequeños diques, de hasta 1,5 m de anchura con unas decenas de metros de longitud, de rocas básicas; son lamprófidos a veces retrogradados a epidioritas. Presentan textura porfídica holocristalina y matriz subofítica de grano medio a fino. Su paragénesis es: anfíbol verde, plagioclasa, cuarzo y biotita.

Como accesorios: circón, apatito, epidota, esfena y opacos.

Los fenocristales son de cuarzo, ameboides, dentro de una matriz de

(1) x = 156.800; y = 947.500

anfíbol verde, plagioclasa, algo de cuarzo y biotita. Hay concentraciones de clorita, epidota y esfena, procedentes de la transformación conjunta retrogradada (alteración hidrotermal) de la biotita verde y la plagioclasa. También puede haber cloritización de la biotita y sericitización de la plagioclasa.

3 TECTONICA

3.1 INTRODUCCION

Las fases de deformación que han dado lugar a la estructura actual de la región que nos ocupa han sido fundamentalmente las hercínicas, pero conviene citar la existencia de, por lo menos, una fase de deformación antehercínica, que habría afectado a las rocas más antiguas, como las retroeclogitas y que lógicamente iría asociada al metamorfismo de alto grado, también antehercínico. No existen restos importantes, al menos dentro de la Hoja de esta fase de deformación. Por esta razón el capítulo se centra fundamentalmente en las fases de la orogenia hercínica.

Se han diferenciado dos fases principales de plegamiento. Entre éstas se sitúa el emplazamiento, en la posición en que se encuentra hoy, del Complejo de Noya.

La génesis de este emplazamiento resulta conflictiva en la actualidad debido al antagonismo existente entre las hipótesis que intenta explicarlo. Por esta razón se dedica un apartado específico a este problema.

Salvo las rocas graníticas hercínicas y tardihercínicas, el resto de los materiales de la Hoja han sido afectados por todas las fases hercínicas. Por esta razón el capítulo se ha subdividido según estas fases y no por dominios como en un principio podría parecer más lógico.

3.2 FASES DE DEFORMACION

3.2.1 Primera fase de deformación hercínica

Corresponde con la Fase 1 de MATTE (1968) y también con la Fase 1 de ARPS (1970).

3.2.1.1 *Pliegues*

No se han localizado ni macro ni mesoestructuras debidas a esta fase de deformación.

La disposición cartográfica que adoptan los ortoneises con anfíbol, sugiere que podrían estar constituyendo el núcleo de un pliegue, seguramente anticlinal, de esta fase, pero la falta de datos suficientes para poder asegurar esta hipótesis, nos ha inclinado a no representarlo en la cartografía, ni en los cortes de la Hoja limitándonos a exponer aquí esta posible interpretación.

En cualquier caso, extrapolando los conocimientos regionales que sobre ella se poseen, es lógico pensar en que desarrollarían pliegues isoclinales vergentes hacia el E y con planos axiales más o menos subhorizontales.

3.2.1.2 *Esquistosidad*

Es el plano de anisotropía más frecuente en las rocas de la Hoja. Únicamente no aparece cuando el carácter masivo de las rocas ha impedido su desarrollo o cuando existe una esquistosidad de crenulación de segunda fase que la enmascara. En los ortoneises suele estar bien representada.

Es una esquistosidad muy penetrativa de flujo y cuya posición original se considera subhorizontal.

Es también la superficie principal de referencia para deducir los pliegues posteriores.

3.2.1.3 *Lineaciones*

Seguramente relacionada con esta fase, se genera una lineación de estimamiento que correspondería con la que se observa frecuentemente en los ortoneises, pero cabe pensar que su posición actual es el resultado de la actuación de las distintas fases de deformación y no sólo de la de ésta. Sus direcciones oscilan entre N-S y N150°E. Normalmente se presentan subhorizontales o cabeceando al N hasta 35°, salvo raras excepciones.

3.2.2 **Emplazamiento del "Complejo de Noya" ("Fosa blastomilonítica")**

De acuerdo con las características, expuestas en el apartado 0.3 de la presente Memoria, que definen el "Complejo de Noya" y a su vez que le diferencian patentemente del conjunto de rocas que le rodean, denominado "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage", resulta evidente la necesidad de explicar el origen del Complejo y su emplazamiento.

Sobre este tema las soluciones que han dado los distintos autores que han trabajado en ello, podrían resumirse, de un modo esquemático en dos: Una autoctonista y otra aloctonista.

Antes de entrar en la discusión de ambas hipótesis, conviene decir primero que este problema quizá, no se limita sólo a la Hoja presente, sino que posiblemente está en relación con la génesis de todos los complejos polimetamórficos de Galicia y N de Portugal.

La hipótesis autoctonista, expuesta fundamentalmente por los autores holandeses y en especial por TEX & FLOOR (1967), ARPS (1970) y más recientemente por ARPS et al. (1977), propone como mecanismo para la formación del Complejo (en este caso denominado "Fosa blastomilonítica"), la existencia de un "mantle plume" (CALSTEREN 1977) en el Paleozoico Inferior que intruiría originando un domo, el cual daría lugar a la formación de fallas profundas con movimiento vertical, produciendo una tectónica de "Horst" y "Graben". Uno de estos "Graben" correspondería a la "Fosa". Los neises alcalinos y paracalinos estarían en relación con este diapiro y con el domo térmico que lo acompaña. Según esto, los materiales que componen el Complejo, durante la migmatización hercínica, no fueron afectados por ésta, por encontrarse en un nivel estructural superior, mientras que el resto de los materiales que la limitan si lo fue. Posteriormente la mencionada "Fosa" se hundiría a favor de dos grandes zonas de falla subverticales, las cuales corresponderían con sus límites actuales. El resultado sería que rocas de un nivel estructural superior sin migmatización ("Fosa blastomilonítica") se encuentren junto a rocas de niveles más inferiores que si la presentan. El emplazamiento sería, pues, posterior de la primera fase de deformación y anterior a la segunda. Las granodioritas precoces con megacristales que se localizan en sus bordes, habrían aprovechado estas fracturas para su emplazamiento. OVERMEEREN (1975) y KEASBERRY et al. (1976) realizaron estudios geofísicos gravimétricos sobre los complejos gallegos, (concretamente sobre Cabo Ortegal, el primero y sobre Sobrado, Mellid y Santiago, el segundo), cuya génesis se supone similar a la de la "Fosa blastomilonítica". Estos autores obtuvieron anomalías positivas de Bouguer sobre ellos, de lo que en principio se dedujo el enraizamiento de los complejos, apoyando consecuentemente la hipótesis autoctonista.

Pero últimamente, BAYER & MATTE (1979) reutilizando estos mismos datos obtuvieron similares anomalías para un modelo alóctono, por lo que el estudio geofísico inicial ha perdido gran parte de su peso a favor de cualquier hipótesis.

La segunda solución aloctonista, supone que el "Complejo de Noya" sería un resto de un gran manto de corrimiento, procedente del N o W de

Galicia. Este manto se emplazaría entre la primera y la segunda fase de deformación hercínica por lo que su plano estaría afectado por la segunda. Hoy solamente quedarían preservadas de la erosión las sinformas originadas. Estas ideas coinciden con las expuestas por RIES & SCHACKLETON (1971), que suponen un manto de aproximadamente 150 Kms de recorrido, procedente del W. El trabajo de campo parece confirmar la estructura en sinforma del Complejo, lo cual encajaría con esta segunda hipótesis.

En la figura 3 se representa un corte esquemático general, aproximadamente E–W, desde la costa hasta el límite oriental de la Hoja de Santiago (04-07), en el cual se plasma esta segunda hipótesis, poniéndose en evidencia la posible relación genética entre el “Complejo de Noya” y el “Borde externo del Complejo de Ordenes”.

Se han realizado de estas dimensiones, ya que la Hoja antes citada ha sido estudiada simultáneamente con la presente Hoja y por el mismo equipo de trabajo.

En la cartografía sólo aparece representado el límite E del Complejo, en su cuerpo central, pues el W se encuentra sustituido por la granodiorita precoz con megacrístales. De todos modos en base a los enclaves que en ella se encuentran de las rocas del Complejo se puede suponer con bastante seguridad que estaría situado muy próximo al borde W de ésta.

Por último cabe decir que ambos mecanismos de emplazamiento, podrían ser compatibles. Es decir que una vez emplazado el manto, el hundimiento de éste a favor de una o varias fallas normales, explicaría más correctamente el salto brusco en la migmatización, existente en algunas zonas.

3.2.3 Segunda fase de deformación hercínica

3.2.3.1 *Pliegues*

Son las antiformas y sinformas cuyas trazas axiales han sido representadas en la cartografía.

Más concretamente, estas estructuras son una antiforma situada, en el ortoneis glandular del centro de la Hoja, y una sinforma cuya traza axial recorre el Complejo aproximadamente por su zona media. Sus direcciones NNW–SSE, son más o menos paralelas a la del Complejo.

Son en general pliegues más o menos apretados, de plano axial subvertical o buzando al W, salvo excepciones. Concretamente, la sinforma que constituye el “Complejo de Noya”, hacia el S de la Hoja se va haciendo cada vez de geometría más apretada.

Además de estos dos pliegues importantes, hay otros de menor repre-

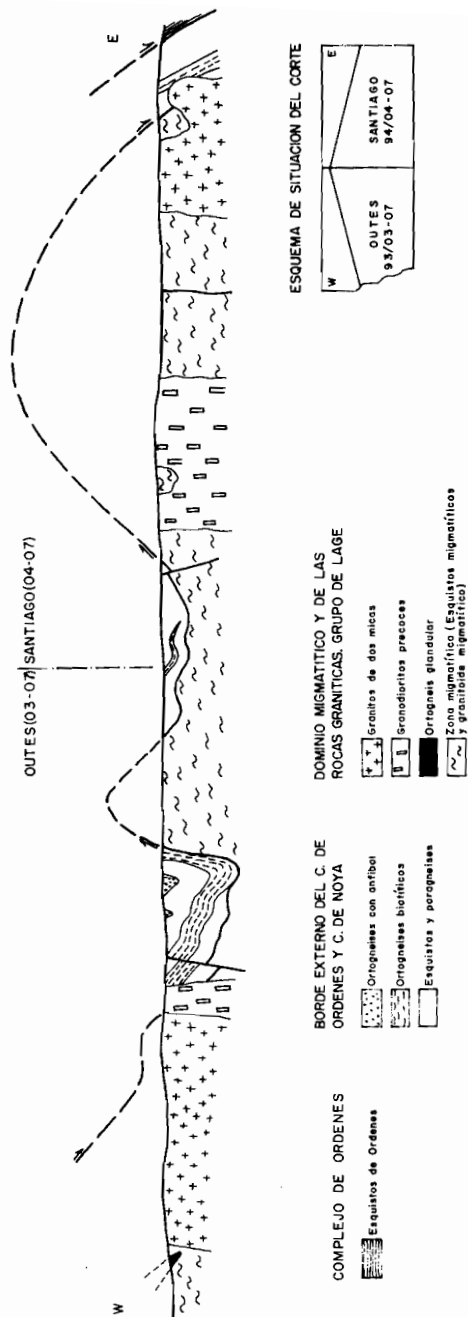


Fig. 3.— Corte esquemático de las hojas de OUTES y SANTIAGO, según la hipótesis aloctonista sobre el origen de los complejos.

sentación como son los que se localizan hacia el centro del Complejo, y los de la esquina NE de la Hoja. Los primeros constituyen una antifirma en su conjunto y son paralelos a las macroestructuras anteriores. Los segundos constituyen una sinforma de similar importancia, siguiendo la hipótesis aloc-tonista, que la parte central del Complejo, ya que podría ser otro resto del manto del que procede éste. La dirección de estos últimos es NW–SE.

Como se observa esta última dirección es oblicua a las anteriores. La razón radica en que su origen está relacionado con el desarrollo de cizallas verticales, como opinan IGLESIAS PONCE DE LEON y CHOUKROUNE (1979). Según estos autores, el “Complejo de Noya” coincidiría con una zona de cizalla dextra de dirección NNW–SSE.

Siguiendo esto, los pliegues generales en la zona de cizalla se paralelizan a ella, pero conforme se separan de ésta, el ángulo entre la dirección de la cizalla y el eje del pliegue aumenta. Esto es lo que ocurriría con los pliegues de la esquina NE, que al estar separados de la zona de cizalla, son oblicuos a los originados en ella.

Asociados a las macroestructuras descritas hasta ahora y coherentes con ellas, existen numerosos micropliegues, que aparecen prácticamente en todas las formaciones de la Hoja.

3.2.3.2 *Esquistosidad*

En general la fase 2 está caracterizada por una esquistosidad de crenulación, bastante desarrollada, especialmente en los sedimentos más pelíticos y por una orientación planar, que no siempre existe, de los minerales constituyentes de las rocas graníticas.

La dirección que presenta esta esquistosidad es paralela a las estructuras descritas en el apartado anterior, ya que es plano axial de las mismas.

En la proximidad a la zona de cizalla, que se localiza, como ya se ha dicho, en el “Complejo de Noya”, aparecen irregularmente distribuidos a escala de afloramiento, planos de cizalla separados regularmente de uno a varios centímetros, entre los que se presenta una esquistosidad oblicua a ellos y sigmoidal que corresponde a la S_2 . El ángulo que forman ambos planos es más o menos cerrado (siempre inferior a 45°) en función de la intensidad de la deformación (Figura 4). En las rocas donde más claramente se observan es en las rocas plutónicas.

Se presentan verticales o subverticales, teniendo el plano de cizalla una dirección aproximada N–S y el de esquistosidad N 150° –N 170° E con lo que se deduce directamente que el funcionamiento de la cizalla ha sido dextro.

3.2.3.3 Lineaciones

Cuando se observa la S_2 , es bastante frecuente poder medir la lineación de intersección entre éste y la S_1 , también denominada lineación de crenulación. Esta lineación coincide con los ejes de los pliegues de esta fase por lo que ambos han sido representados bajo el mismo símbolo en la cartografía.

Se presentan horizontales o subhorizontales cabeceando en más casos al N que al S, ángulos bajos, salvo excepciones. Sus direcciones son paralelas a la S_2 , es decir NNW–SSE aproximadamente.

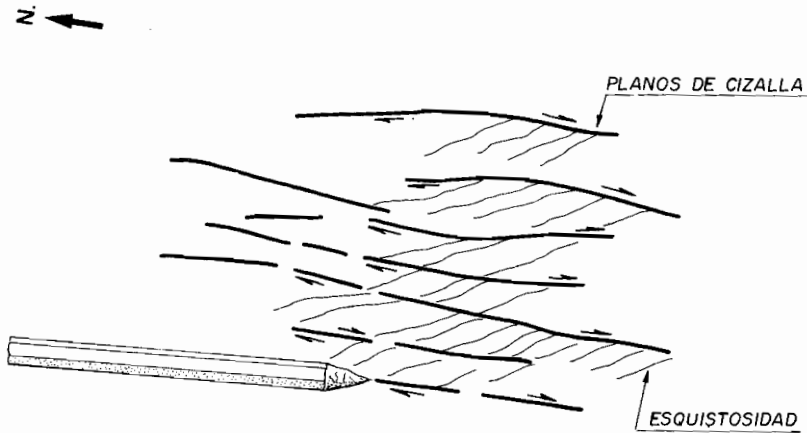


Fig. 4.— Esquema de una microestructura de tipo cizalla de segunda fase hercínica, en un granito de dos micas. Su funcionamiento es dextro. Obtenido de la fotografía PM-747 (Documentación Complementaria, Album de fotografías).

3.2.4 Fases tardías

Bajo este título se engloban las esquistosidades de crenulación, normalmente muy locales, los micropliegues de tipo "chevron" y "kink-band" y las fracturas que afectan tardíamente a los materiales de la Hoja y lógicamente, también, a las estructuras originadas durante las fases de deformación anteriores.

Las esquistosidades normalmente están relacionadas con accidentes locales por lo que nunca poseen una representación importante. Por otro lado resulta arriesgado el generalizar unas direcciones principales para ellas, siendo tan difícil correlacionarlas.

Los pliegues de tipo “chevron” y “kink-band” poseen por lo general el plano axial subvertical o buzando al E.

Con respecto a la fracturación tardihercínica, se puede hablar de fallas normales y desgarres de dirección NE–SW oscilando entre N30°E a N70°E. De todas ellas la más importante, quizá, es la que con dirección N50°E corta el “Complejo de Noya”. Cabe destacar que al N de esta falla aparecen unos tipos de rocas, como son las retroeclogitas y los neises félsicos, que no aparecen al S de la misma.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La escasez de datos cronológicos exactos, en especial de las rocas más antiguas (metasedimentos y retroeclogitas), impide fijar con exactitud la edad de los acontecimientos que ocurrieron en la evolución geológica de la región, sobre todo antes de la orogenia hercínica.

Por esta razón, entre otras, las hipótesis de los autores que han trabajado en la zona a veces difieren de un modo notable.

El esquema evolutivo que en este apartado se expone, trata de ser una síntesis de las opiniones de los trabajos anteriores, junto con los resultados obtenidos en este estudio.

4.1 CICLO ANTEHERCINICO

Bajo este nombre englobamos a aquellos procesos que ocurrieron antes de la orogenia hercínica.

La escasa representación en la Hoja de las rocas que presentan evidentes rasgos de haber sufrido un metamorfismo de alto grado antehercínico (retroeclogitas), junto con el dudoso origen de los neises (neises félsicos) en que éstas se encuentran, hace muy difícil el conocimiento de la historia geológica más antigua de esta región.

Por esta razón empezamos la siguiente historia geológica después del metamorfismo de alto grado antehercínico y de la fase o fases de deformación que debieron tener lugar asociadas a éste.

1. Sedimentación precámbrica-paleozoica

Complejo de Noya

Deposición de una serie sedimentaria compuesta por pelitas, semipelitas y grauvacas con algunas rocas carbonatadas. Son los materiales que hoy constituyen los metasedimentos de este complejo.

Es posible que estas rocas se sedimentasen sobre un zócalo compuesto por las retroeclogitas y los neises félsicos o que estos últimos no estuviesen relacionados en un principio y posteriormente hubiesen cabalgado sobre los metasedimentos.

Teniendo en cuenta la edad atribuida a estas rocas, cuya discusión se realizó en el apartado correspondiente del capítulo de estratigrafía, su sedimentación habría tenido lugar durante el Precámbrico-Cámbrico.

No existe certeza absoluta de que estas rocas hayan sufrido un metamorfismo de alto grado, como las mencionadas retroeclogitas, pues en principio los únicos argumentos a favor de este hecho, expuestos por FLOOR (1966) y ARPS (1970) (apartado 0.3 de esta memoria) no son absolutamente definitivos. Por esta razón nos hemos inclinado a suponerlos posteriores al mencionado metamorfismo.

Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage

Sedimentación de otra serie sedimentaria fundamentalmente pelítica con cuarcitas, liditas, ampelitas y microconglomerados de edad posiblemente algo más moderna que la anterior, quizá Ordovícico-Silúrico, pero que también ante la falta de datos concluyentes, la hemos atribuido una edad Precámbrico-Silúrico.

Resulta difícil correlacionar estas dos series sedimentarias ya que presentan características litológicas distintas y no se conoce su posición relativa dentro de los geosinclinales precámbrico y paleozoico.

2. Intrusión de granitos porfídicos de dos micas dentro de los metasedimentos del "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage". Son los actuales ortoneises glandulares.

3. Nuevo emplazamiento de rocas ígneas ahora graníticas, de carácter calcoalcalino a peralcalino. Primeramente, según ARPS (1970), lo harían granitos de biotita fundamentalmente y posteriormente los granitos peralcalinos y los granitos con biotita y hastingsita. Los primeros corresponderían con los actuales ortoneises biotíticos y los segundos a los denominados ortoneises con anfíbol.

Estas rocas han sido datadas en su conjunto por CASLTEREN (1977) obteniendo una edad alrededor de 462 m.a. lo cual sitúa su intrusión en la mitad del Ordovícico.

4. Emplazamiento de diques o filones de rocas máficas que serían las anfibolitas actuales, dentro del "Complejo de Noya". Posiblemente este emplazamiento tendría lugar entre los emplazamientos de los ortoneises biotíticos y los de anfíbol, ya que en estos últimos no se encuentran anfibolitas.

4.2 CICLO HERCINICO

Los acontecimientos que se desarrollan a partir del Carbonífero y que constituyen la orogenia hercínica, son más conocidos que los descritos anteriormente, tanto por su menor antigüedad, como por la falta de una orogenia posterior que enmascarase los resultados de ésta, como ella lo hizo con la anterior o anteriores.

5. Primera fase de deformación. Se originan las estructuras descritas en el apartado correspondiente (3.2.1), las cuales se pueden concretar en: una esquistosidad de flujo importante que afecta a todas las rocas de la Hoja salvo a las graníticas hercínicas y posteriores que aún no se habían emplazado y también seguramente en pliegues isoclinales o subsoclinales acostados los cuales no han podido ser determinados. Además tiene lugar una intensa milonitización de las rocas preexistentes.

Cabe citar que esta fase afectaría a los dos dominios de la Hoja independientemente de su situación relativa antes del emplazamiento en las posiciones que hoy ocupan.

Durante esta fase comienza a actuar el metamorfismo hercínico dando lugar a la recristalización, por ejemplo, de los porfidoblastos de plagioclasa del "Complejo de Noya".

6. Emplazamiento del "Complejo de Noya". Según la hipótesis aloctonista sobre su origen (apartado 3.2.2), cabalgando encima del "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas". Se supone, que este cabalgamiento sería una consecuencia final de la primera fase y no una nueva fase.

Según la hipótesis autoctonista (apartado 3.2.2) este emplazamiento se realizaría después del metamorfismo y de la migmatización hercínicas.

7. Máximo desarrollo del metamorfismo hercínico, ya comenzado durante la fase 1, que alcanza la facies anfibolita, retrogradando las rocas que se encontraban en facies de más alto grado (retroeclogitas). La presión dentro del "Complejo de Noya" sería de intermedia a baja. Pero fuera de él la

presión sería inferior debido a la existencia de agua suficiente como para producir la migmatización más o menos intensa de las rocas afectadas, así como la abundante inyección de filones granitoides, aplitoides y pegmatoides. Esto ocurriría fundamentalmente en el "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage".

8. Intrusión de la granodiorita precoz con megacristales, acompañada de sus precursores ("cognate inclusions") algo más básicos, y de los granitos moscovíticos (tipo Tremuzo). Según la hipótesis autoctonista aprovechando las zonas de distensión asociadas al origen del Complejo ("Fosa blastomilónica").

9. Emplazamiento de los últimos productos de la migmatización. Son los granitos de dos micas, los cuales poseen un carácter parautóctono y que caracterizan una gran parte de la Hoja y especialmente su mitad W. Como último episodio de este período, intruiría el granito de Ruña, cortando a los anteriores ya emplazados. Prácticamente sería sincinemático como la siguiente fase de deformación.

10. Segunda fase de deformación. Afecta a los dos dominios en que se ha subdividido la Hoja, como un solo conjunto, pues ambos ya están situados en la misma posición relativa en que se encuentran hoy.

Las macroestructuras representadas en la Hoja corresponden a esta fase. Aparece una esquistosidad de crenulación bastante desarrollada, así como abundantes micropliegues. La deformación en su conjunto es de tipo cizalla dúctil, coincidiendo el "Complejo de Noya" con una importante zona de cizalla dextra.

En cualquier caso las características de esta fase y sus efectos están más desarrollados en el apartado correspondiente (3.2.3).

11. Emplazamiento de las granodioritas tardías. Corresponden a los cuerpos de Pando y Pindo, principalmente.

12. Fases tardías. Relacionadas con ellas aparecen muy localmente esquistosidades de crenulación, así como micropliegues de tipo "kink-band" y "chevron". También tiene lugar una intensa fracturación compuesta, fundamentalmente, por fallas de juego normal y en dirección.

4.3 CICLO POSTHERCINICO

La estructura geológica de la región se encuentra prácticamente constituida a partir de la última fase hercínica. Las estructuras que se originan después, corresponden a un estilo marcadamente frágil, protagonizado por un juego de fallas verticales que aprovechan en su mayoría los planos en general NE-SW de los desgarres tardihercínicos.

Corresponde pues a una época de distensión caracterizada por el emplazamiento de filones postcinemáticos (doleritas, pórfidos graníticos, lamprófidos, cuarzo, etc.) que cicatrizan las fracturas citadas anteriormente.

Los estudios geomorfológicos de NONN (1966) y los palinológicos de MEDUS (1965) realizados en Galicia, han permitido reconstruir en buena medida la historia geológica durante los tiempos más recientes (Terciario y Cuaternario).

Durante el Cuaternario se establecen diversos procesos morfogenéticos que dan origen al coluvionamiento de laderas y a la sedimentación de los depósitos aluviales y de fondos de vaguada que surcan frecuentemente la superficie de la Hoja.

Por otro lado una alternancia climática en Galicia es evidente en este período, pues frente a procesos de clima mediterráneo o semiárido como los conos torrenciales, restos de suelos rojos sobre las terrazas y rubefacción de los cantos de las mismas, se oponen otros procesos de clima más frío o periglaciario (valles en cuna, planos o disimétricos, derrubios estratificados, laderas regularizadas, etc.).

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

No existen en la Hoja explotaciones activas de ningún tipo y las escasas antiguas labores mineras corresponden a pequeñas excavaciones de muy difícil localización hoy, y de poca importancia.

La Hoja núm. 7 (Santiago de Compostela) del Mapa Metalogenético de España escala 1:200.000, cita un total de 9 indicios mineros dentro de la Hoja de Outes. Se trata en su mayor parte de algunos sulfuros diseminados en los metasedimentos del Complejo de Noya, con indicios de oro, níquel y arsénico, todos ellos inexplorados, menos uno situado en el término municipal de Santa Comba y cercano al embalse de Fervenza(1) que está actualmente improductivo. Existe también un indicio de óxidos de Fe cerca de Brión(2), también inexplorado. En las rocas graníticas del Grupo de Lage se

(1) x = 171.000; y = 945.100

(2) x = 172.600; y = 927.200

encuentran con relativa frecuencia registros mineros en busca de filones mineralizados, se trata por un lado de explotar la sílice para las fábricas de ferroaleaciones de Cee y de Hospital; y por otro de beneficiar las posibles mineralizaciones de sulfuros, sobre todo de Sn y W, que pudieran existir en ellos. Dentro del primer grupo, filones estériles de sílice, se encuentra la inexplorada "mina El Pindo"(1) que en realidad sólo consiste en unas calicatas a cielo abierto, que siguen la traza de pequeños filones de cuarzo existente en el granito de Barbanza (término Municipal de Carnota), dicha sílice se extraía para la fábrica de Cee ya mencionada, y actualmente no se explota.

5.2 CANTERAS

Aunque sin rebasar por su importancia el mercado local, han sido muy numerosas las canteras en la zona, por ello es fácil encontrar canteras abandonadas en todos los materiales que la forman. Actualmente están en explotación:

a) En el "Complejo de Noya" dos; una sobre los paraneises cerca de Pino de Val(2) y otra en los ortoneises con anfíbol del centro del mismo complejo(3). Ambas emplean la roca extraída, después de su machaqueo, como áridos de construcción.

b) En el "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage", otras dos; ambas en la granodiorita tardía de Pindo, la primera sobre la facies biotítica de borde, cerca de El Pindo(4), extrae bloques para ornamentación (típico color rosado); y la segunda, sobre la facies biotito-moscovítica central extrae áridos de construcción y está ubicada cerca de Cardebarcos(5).

Dentro de las canteras inexploradas en la actualidad, pero que podrían reutilizarse si el mercado lo requiere, son de destacar las de los diques de cuarzo ya reseñado en el apartado 2.3.1 y el arenoso situado en el cuaternario aluvial del río del Rial, cerca de Outes(6).

(1) x = 161.150; y = 945.100

(2) x = 170.030; y = 936.400

(3) x = 169.100; y = 942.100

(4) x = 155.700; y = 935.300

(5) x = 156.300; y = 930.430

(6) x = 175.700; y = 927.800

5.3 HIDROGEOLOGIA

Desde un punto de vista hidrogeológico se separan en la Hoja dos conjuntos de terrenos claramente diferenciables.

Por un lado los precámbricos y paleozoicos y las rocas ígneas y por otro los sedimentos cuaternarios.

5.3.1 Terrenos precámbricos y paleozoicos y rocas ígneas

La permeabilidad primaria de estas rocas en estado fresco es prácticamente nula y en estado de alteración generalmente pequeña. La permeabilidad secundaria fruto de la red de planos que la atraviesan o de la disolución de éstas, tampoco alcanza valores importantes.

En suma, las posibilidades de explotación hidrogeológica de estos terrenos se limitan a la realización de captaciones a cielo abierto de escasa profundidad (como las que abundan en la región) sobre las zonas más alteradas superficialmente. De éstas raramente se obtendrán caudales superiores a 1 ó 1,5 l/sg, salvo casos excepcionales fruto de la casualidad.

Respecto a la contaminación de las aguas subterráneas, el MAPA DE VULNERABILIDAD A LA CONTAMINACION DE LOS MANTOS ACUIFEROS (Escala 1:1.000.000) encuadra estos terrenos dentro de las zonas donde la contaminación afectará casi exclusivamente a las aguas superficiales, por no existir prácticamente afloramientos de formaciones permeables.

5.3.2 Terrenos cuaternarios

Estos sedimentos presentan, a priori, unas condiciones más favorables para la infiltración y almacenamiento de agua subterránea.

Respecto a los terrenos cuaternarios, denominador común a todos es la superficialidad de los posibles acuíferos como causa directa de su escaso espesor, lo que implica que se encuentren muy afectados por las variaciones estacionales.

Solamente las llanuras aluviales sufren una recarga adicional, que en el mayor número de los casos es superior a la pluviométrica, procedente del caudal del río a que pertenece.

El MAPA DE VULNERABILIDAD A LA CONTAMINACION DE LOS MANTOS ACUIFEROS (Escala 1:1.000.000) los define como terrenos donde los acuíferos son muy vulnerables a ésta y zonas donde es necesario extremar las medidas preventivas.

El resto de los depósitos cuaternarios, como los coluviones, pueden presentar también características favorables para la infiltración y almacenamiento de agua, pero su escasa extensión superficial y muchas veces su localización morfológica les resta gran parte de interés.

En los depósitos costeros la inevitable contaminación salina, anula cualquier posibilidad de captación subterránea.

6 BIBLIOGRAFIA

- ABRIL, J.; APALATEGUI, O. y PLIEGO, D.V.— “Hoja de El Pino (05-07)”. *División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA)*.
- ALONSO ALONSO, J.L. y GONZALEZ GONZALEZ, J.C. (1978).— “Hoja de Carballo (04-05)”. *División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA)*.
- ALONSO ALONSO, J.L. y GONZALEZ GONZALEZ, J.C. (1978).— “Hoja de Santa Comba (04-06)”. *División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA)*.
- ANTHONIOZ, P.M. (1969).— “Etude pétrographique et structurale des régions de Morais et Bragança (NE du Portugal)”. *Thes Universite de Poitiers*, 311 pp.
- ANTHONIOZ, P.M. et FERRANGE (1978).— “Le Precambrien polymetamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique, temoin d’une nappe de charriage caledonienne?”. *Geología de la parte norte del Macizo Ibérico. Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos* núm. 27, pp. 25-41. Edición homenaje a Isidro Parga Pondal.
- APALATEGUI, O.; PLIEGO, D.V. y ABRIL, J.— “Memoria de la Hoja de Arzúa (06-07)”. *División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA)*.
- ARPS, C.E.S. (1970).— “Petrology of a part of the western Galician basement between the río Jallas and the ria de Arosa (N.W. Spain)”. *Leidse Geol. Med.*, 46, pp. 51-155.
- ARPS, C.E.S.; CALSTEREN, P.W.C. VAN; HILGEN, J.D.; KUIJPER, R.P. and TEX, E. DEN (1977).— “Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide”. *Leidse Geol. Mes.*, 51, pp. 63-94.
- AVE LALLEMANT, J.G. (1965).— “Petrologie, petrofabrics and structural geology of the Sierra de Outes-Muros región (La Coruña, Spain)”. *Leidse Geol. Med.*, 33, pp. 147-175.
- BARROIS, Ch. (1882).— “Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice”. *Mem. Soc. Geol. Nord.* T. 2, núm. 1. Lille.

- BAYER, R. and MATTE, Ph. (1979).— "Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (northwest Spain) a Nappe emplaced during a Variscan obduction? — A new gravity interpretation". *Tectonophysics*, 51, pp. 9-18.
- BIROT, P. et SOLE SABARIS, L. (1954).— "Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique". *Mem. et Coc. C.N.R.S. T. IV*, pp. 7-61.
- CALSTEREN, P.W.C. Van (1977).— "Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the highgrade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other preexisting elements in the Hervynian basement of Galicia (NW Spain)". *Ph D. Thesis, Leiden Univ. Verhandeling N.R. 2 Z.W.O. Laboratorium voor isotopen-Geologie, Amsterdam*, 74 p.
- CAPDEVILA, R. (1969).— "Le metamorphism regional progressif et le granites dans le segment hercynien de Galice Nord Oriental (NW de l'Espagne)". *These. Université de Montpellier*, 431 p.
- CAPDEVILA, R.; VIALETTE, Y. (1965).— "Premieres mesures d'age absolu effectuées par la méthode au strontium sur des granites et des micachistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 9, 260, pp. 5.081-5.083.
- CAPDEVILA, R. et FLOOR, P. (1970).— "Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne". *Bol. Geol. y Min. T. LXXXI-II-III*, pp. 215-225.
- CARLE, W. (1945).— "Ergebnisse geologischer Untersuchungen in grundgebirge von Galicien (Nordwest Spanien)". *Geotht. Gorsch*, 6, pp. 13-36.
- FLOOR, P. (1966).— "Los metasedimentos y gneises graníticos antehercynianos". *Leidse. Geol. Meded. Vol. 36*, pp. 223-234.
- FLOOR, P. (1966).— "Petrology of an aegyrine riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif: the Galineiro an surrounding areas, Vigo. Spain". *Leidse. Geol. Med. 36*, pp. 1-204.
- GIL IBARGUCHI, I. (1979).— "Estudio petrográfico de la región Muxia-Finisterre (NW de España)". *Tesis doctoral. Universidad autónoma de Barcelona. Sin publicar.*
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).— "Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo". *Bol. Inst. Geol. 34*, pp. 81-172.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1922).— "Hierros de Galicia". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* 483 p.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935a).— "El sistema Cambriano". *Ibid.* 41, pp. 291-525.

- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1925b).— "Hierros de Galicia". *Ibid.* 42, 769 p.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942).— "El sistema Siluriano". *Ibid.* 45, 789 p.
- HERNANDEZ URROZ, J. e IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1979).— "Hoja de Camariñas (03-06)". Sin publicar. *División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA)*.
- IGLESIAS PONCE DE LEON, M. and CHOUKROUNE, P. (1979).— "Shear zones in the Iberian arc". *Internacional conference en shear zones in roks*. Barcelona, mayo 1979.
- JULIVERT, M.; FONBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).— "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria, I.G.M.E.*
- KEASBERRY, E.J. (1979).— "An interpretation model of semi-circular Bouguer anomalies found over the periferial belt of the Ordenes complex (NW Spain)". *Geologie en Mijnbouw*. Vol. 58, pp. 65-70.
- KEASBERRY, E.J.; CALTEREN, P.W.C. van & KUIJPER, R.P. (1976).— "Early Paleozoic mantle diapirism in Galicia". *Tectonophysics*, 31, pp. 61-65.
- KONING, H. (1966).— "Les types des roches basiques et ultrabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne)". *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 235-242.
- LOTZE, F. (1945).— "Observaciones respecto a la división de las variscidas de la Meseta Ibérica". *Inst. Mallada. Publicaciones extranjerias T.V.* pp. 149-166. Traducción directa del original alemán por J.M. Ríos.
- LOTZE, F. (1956a).— "Das prakambrium spaniens". *Neves Ib. Geol. Paleontol.* 8, pp. 373-380.
- LOTZE, F. (1956b).— "Über sardische bewegungen in spanien und ihre bezichungen zur assyntischen galtung". *Stille Festschrift.*, 8 Abh. *Stuttgart*, pp. 128-139.
- MAASKANT, P. (1970).— "Chemical petrology of polymetamorphic rocks from Galicia, NW Spain". *Leidse Geol. Med.*, 45, pp. 237-325.
- MAPA DE VULNERABILIDAD A LA CONTAMINACION DE LOS MANTOS ACUIFEROS (1973).— E. 1:1.000.000. *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*.
- MATTE, Ph. (1968).— "La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)". *Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble. Revue de Geol. Alpine* 44, pp. 1-128.
- MATTE, Ph.; RIBEIRO, A. (1976).— "Les rapports tectoniques entre le Précambien ancien et le Paléozoique dans la Nort-Ouest de la Péninsula

- Ibérique: grandes nappes ou extrusions? ". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 264, pp. 2.268.
- MATTE, Ph.; CAPDEVILA, R. (1978).— "Tectonique en grans plis couchés en plissements superposes d'age hercynien dans la serie de Ordenes-Betanzos (Galice Occidentale). Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico". *Ed. Homenaje a I. Parga Pondal. Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos núm. 27.*
- MEDUS, J. (1965).— "Contribution palynologique a la connaissance de la flore et de la vegatation neogene de l'ouest de l'Espagne; étude des sediments recents de Galice". *These 3^O cycle. Univ. de Montpellier*, 92 p.
- MEHNERT, K.R. (1968).— "Migmatites and the origin of granitic rocks". *Elsevier. Publ. Com. Amsterdam*, pp. 393.
- MONSELS, E.G. (1975).— "Enkele geologische aspekten van een gebical tussen Ordenes en de Westelijke randbreuk van het Ordenes Complex, Galicie, NW Spanje". *Tesina. Universidad de Leiden (Holanda).*
- NONN, H. (1966).— "Les regions cotieres de la Galice (Espagne)". *Publications Fac. des Lettres. Univ. Strasbourg*. T. III, pp. 1-591.
- OVERMEEREN, R.A. van (1975).— "A gravity investigation of the catazonal rock complex at Cabo Ortegal (NW Spain). *Tectonophysics*, 26, pp. 293-307.
- PARGA PONDAL, I. (1956).— "Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO de la provincia de La Coruña". *Leidse Geol. Med.* 21, pp. 468-484.
- 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. 33-358.
- PARGA PONDAL, I. (1963).— "Mapa petrográfico estructural de Galicia". *Inst. Geol. Min. Esp.*
- PARGA PONDAL, I. (1967).— "Carte geologique du Nord-Ouest de la péninsula Ibérique (Hercynien et ante-hercynies). Escala 1:500.000". Primera reunión sobre la geología de Galicia y del Norte de Portugal (1965). *Servicios Geológicos de Portugal.*
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph. et CAPDEVILA, R. (1964).— "Introduction a la geologie de l'"Olla de Sapo". Formation prophyroide ante-silurienne du nord ouest de l'Espagne". *Notas y comuns. Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 76, pp. 119-154.
- PARGA, J.R. (1969).— "Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trabajos del Laboratorio geológico de Lage*, núm. 37, pp. 1-15.

- RAUMER, J. von (1963).— "Zur Tektonik und Genese des nord-west spanischen kernkristallins bei Noya (La Coruña)". *Geotect. Forsch.*, 17, pp. 1-63.
- RIBEIRO, A. (1974).— "Contribution a L'étude tectonique de Tras-os Montes Oriental". *Serv. Geol. Portugal, Memoria núm. 24*, 168 p.
- RIES, A.C. and SHACKLETON, R.M. (1971).— "Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, Remnants of a Hercynian thrust plate". *Nature Physical science*, vol. 234, pp. 65-79.
- SCHULZ, G. (1834).— "Mapa petrográfico del Reyno de Galicia". *F. de la Torre ed.* Madrid.
- SCHULZ, G. (1835).— "Descripción geognóstica del Reyno de Galicia". *Collado impt.* Madrid.
- TEX, E. den (1965).— "Metamorphic lineages of orogenic plutonism". *Geologic en Mijbouw*, 4, pp. 105-132.
- TEX, E. den (1966).— "Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline". *Leidse Geol. Me.*, 36, pp. 211-222.
- TEX, E. den (1978).— "El zócalo policíclico y su importancia en la evolución de la Cadena Variscica en Galicia Occidental". *Geología de la parte norte del Macizo Ibérico. Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, núm. 27, pp. 141-151.
- TEX, E. den & FLOOR, P. (1967).— "A blastomylonitic and polymetamorphic' graben in Western Galicia (NW Spain)". *In: Etages tectonique Ed. La Baconniere.* pp. 169-178.
- WOENSDREGT, C.F. (1966).— "Informe preliminar sobre los estudios petrográficos del extremo occidental de Galicia". *Leid. Geol. Meded. Deel 36*, pp. 261-278.
- ZUUREN, A. van (1969).— "Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain)". *Leidse Geol. Med.*, 45, pp. 1-71.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA