

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TUY

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

TUY

Segunda serie - Primera edición

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

El estudio geológico de la Hoja ha sido realizado por GEOTEHIC, S.A., por encargo de la División de Geología del I.G.M.E, mediante el siguiente equipo:

Dirección del Proyecto: Fernando García Salinas, Dr. Ingeniero de Minas.

Coordinación: José Abril Hurtado, Lcdo. en Ciencias Geológicas.

Trabajo de Campo y Gabinete: Domingo Vicente Pliego Dones, José Abril Hurtado, Javier Rubio Navas, (Lcdos. en Ciencias Geológicas).

Supervisión I.G.M.E.: José Benito Solar Menéndez, Ingeniero de Minas.

Así mismo han colaborado, tanto en campo como en gabinete, para la realización del presente estudio: Dr. Luis Guillermo Corretge Castañón, (Universidad de Salamanca) y Dr. Peter Floor, (Leiden, Holanda).

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

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

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

Depósito Legal: M-36254–1981

Imprime ADOSA – Príncipe de Vergara 210 – Madrid-2

0 INTRODUCCION

La presente Hoja núm. 04-12 (261), TUY, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se halla situada en el sector NW de la Península Ibérica y comprendida entre las coordenadas $4^{\circ} 50'$ y $5^{\circ} 10'$ de longitud W (meridiano de Madrid) y $42^{\circ} 0'$ y $42^{\circ} 10'$ de latitud N.

Desde el punto de vista geológico se sitúa, en su totalidad, dentro de la zona paleogeográfica de Galicia Occidental (MATTE, Ph. 1968). A grandes rasgos el conjunto de la Hoja está ocupada por rocas ígneas, en su mayoría originadas durante los diferentes episodios de la Orogenia Hercínica y otras (oroneises leucocráticos) de edad anterior a las primeras manifestaciones de esta orogenia. Solamente quedan dos grandes afloramientos ocupados por rocas metasedimentarias, ambos con una marcada dirección N-S, aunque con diferentes grados de metamorfismo. El más occidental de estos afloramientos corresponde a una amplia banda de pizarras, micaesquistos, paragneises y cuarcitas que se disponen entre Monteferro (x:173.000, y: 851.000) y el Rosal (Hoja de TOMIÑO (04-13)). el afloramiento más oriental es una amplia franja que discurre entre Vigo (Hoja 04-14) y Tuy (x: 190.000; y:838.000), con dirección N-S aproximadamente y sin conexión

cartográfica con la anterior, en esta banda los metasedimentos están constituidos esencialmente por paraneises (hacia el S son predominantemente micaesquistos) con algunas intercalaciones muy escasas, de cuarcitas y paraanfíbolitas. A ambos lados de estas bandas de metasedimentos, así como dentro de ellas, se emplazan diferentes episodios de rocas ígneas, que en general presentan difíciles relaciones cartográficas entre unos tipos y otros.

Desde el punto de vista geográfico se sitúa la Hoja en la parte sur-occidental de la región gallega, extendiéndose desde Bayona (x: 173.000; y: 847.000) a las proximidades de Ponteáreas (Hoja 05-11).

Han sido consultados para la elaboración de la presente Hoja y Memoria geológica de TUY, diversos trabajos cartográficos y publicaciones de ámbito regional o local de los siguientes autores: CAPDEVILA, R. (1969), MATTE, Ph. (1963-69); FLOOR, P. (1966), ARPS, C.E.S. (1970), NONN, H. (1966), BUISKOOL TOXOPEUS, J.M.A. (1978), van CALSTEREN, P.W.C. (1977).

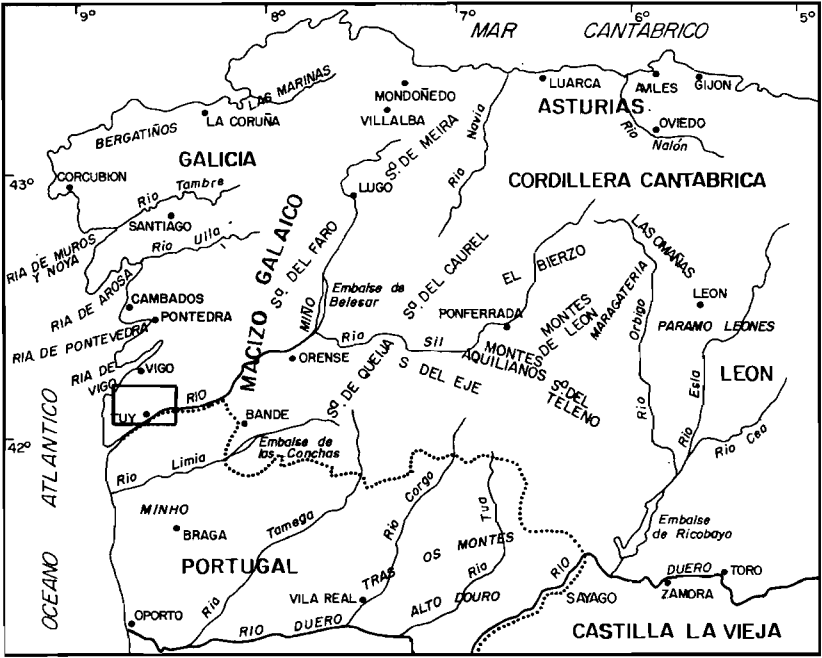


Fig. 1.— Esquema de situación geográfica de la Hoja de Tuy.

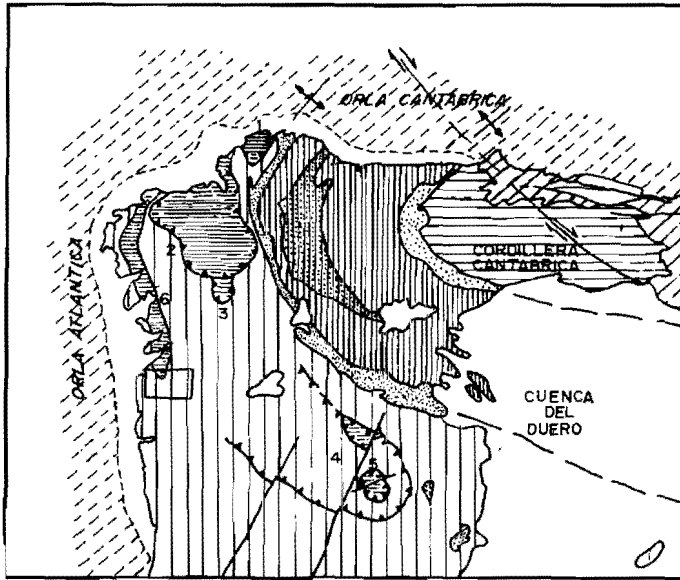
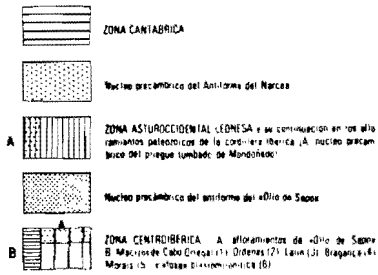


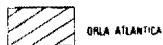
FIG2b-ESQUEMA SEGUN EL "MAPA TECTONICO DE LA PENINSULA IBERICA Y BALEARES" Ed. IGME. 1972.

ESCALA 1:4.000.000

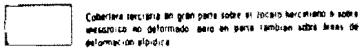
ZONAS DEL HERCINIANO DEL MACIZO IBERICO



ORLA MESOZOICA (Y PALEOGENA) DEL MACIZO IBERICO



CUENCAS Terciarias



1 ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Tuy (04-12) desde el punto de vista litoestratigráfico se pueden considerar dos grandes unidades; una constituida por materiales metasedimentarios y otra por depósitos recientes (Terciario y Cuaternario).

Dentro de los materiales metasedimentarios se pueden diferenciar tres grandes grupos que aunque posiblemente tengan relaciones entre sí, éstas no han podido comprobarse cartográficamente, pues los afloramientos han quedado aislados unos de otros por el emplazamiento de masas graníticas posteriores, se han agrupado por tanto en tres grandes complejos:

– Complejo Monteferro (x: 173.000; y: 851.000), El Rosal (Hoja de ROMIÑO).

– Complejo Vigo (Hoja 04-11), Tuy (x: 190.000, y: 851.000).

– Enclaves en las rocas graníticas.

Los depósitos recientes son posthercínicos y reposan discordantemente sobre los complejos anteriores y/o sobre las rocas graníticas, se pueden a su vez englobar en dos grandes unidades: depósitos recientes (s.s) y terrazas.

El Complejo de Vigo-Tuy no va a ser descrito en este capítulo pues no se tienen datos precisos de su edad geológica ni dentro de la Hoja, ni en el N de Portugal, por otra parte los criterios de polaridad observados no pueden interpolarse pues quedan muy aislados unos de otros. ante estos hechos se han descrito, los paraneises del Complejo Vigo-Tuy, como rocas metamórficas en las que las hipótesis a cerca de su edad y origen no pasan de ser meras hipótesis sin comprobación cierta en ningún caso.

1.1 COMPLEJO MONTEFERRO—EL ROSAL (PC—S; PC—S_{cg}; PC—S_c)

Constituye una formación metasedimentaria de posible edad Precámbrico Superior-Silúrico en la que han intruido diversas rocas ígneas (granitos, pegmatitas, pegmatilitas y cuarzo) con emplazamiento generalmente en filones de dirección subparalela a la esquistosidad principal. En conjunto, es difícil establecer una columna estratigráfica precisa dada la complejidad estructural de la zona y la ausencia casi absoluta de niveles guía bien desarrollados; pese a estos hechos por correlación litoestratigráfica con las series portuguesas de las Hojas de Caminha (TORRE DE ASSUNCAO, C. y TEXEIRA, C. 1961) y Valença (TEXEIRA, C. 1956), así como con las series encontradas en la Hoja de Tomiño (04-13); podemos asegurar que en esta zona están representados (al menos en parte); a) el complejo esquisto grauwáckico, y b) la serie supraordovícica (posible Silúrico).

a) Complejo esquisto-grauwáckico

Aflora en ambos lados de la franja metasedimentaria principal aunque en afloramientos de poca importancia superficial; estos afloramientos se sitúan: dos en la parte occidental de la banda metasedimentaria, uno en la parte S entre Vilachán do Monte (x: 178.000; y: 837.000) y Vilaríño (x: 176.000; y: 835.000), y otro en la parte occidental de la Península de Monteferro (x: 174.000; y: 851.000; y en tercer afloramiento al W de Pinzás (x: 179.000; y: 840.000). En estos afloramientos ha sido posible identificar, con ayuda de estudios petrográficos los diversos litotipos presentes en el conjunto esquisto-grauwáckico. Los criterios de polaridad han podido ser aplicados sólo en ocasiones, por lo que la potencia de los tramos y su posición estratigráfica relativa es a veces dudosa.

El límite entre este complejo esquisto-grauwáckico y las series posteriores no están bien definido en ninguno de los tres afloramientos existentes dentro de la Hoja de Tuy (04-12). En el afloramiento suroccidental el muro de la formación no se observa porque la intrusión de granitos cataclásticos de dos micas asimila los términos basales de la unidad, y el techo de la formación tampoco se observa por coincidir, en esta zona, con un importante accidente tectónico que trasciende al N de Portugal después de atravesar en dirección N-S toda la Hoja de Tomiño (04-13). En el afloramiento de Monteferro (x: 174.000; y: 851.000) tampoco se observan los términos basales de la formación por estar intruidos por el granito cataclástico de dos micas, y el techo de la unidad tampoco está bien definido, pues pasa en un tránsito gradual a las series supraordovícicas a las que hemos considerado como tales a partir de la aparición de los primeros niveles cuarcíticos. Por último, en el afloramiento situado al W de Pinzás (x: 179.000; y: 840.000) el muro de la formación está también cortado por la intrusión de los granitos de dos micas, mientras que hacia el techo hay un tránsito gradual hacia las series supraordovícicas.

En líneas generales esta serie aparece formada por micaesquistos dorados, cuarzoesquistos y paraneises de dos micas con una marcada homogeneidad petrográfica. Entre ellos se intercalan, en la mitad superior de la serie, lentejones de metaconglomerados con cantos cuarcíticos muy deformados y niveles de rocas calcosilicatadas.

La potencia total de la serie puede estimarse en unos 350 m en la zona de El Rosal (Hoja de Tomiño (04-13)) que es donde se encuentra mejor definida, aunque en la Hoja de Tuy no se han observado más de 100 m de serie.

Desde el punto de vista estratigráfico este complejo es, al menos en

parte, de edad Precámbrico, pudiendo alcanzar hasta el Cámbrico Superior (TEXEIRA, C. 1969).

Dentro de la Hoja de Tuy (04-12), columna estratigráfica general de la serie es la siguiente.

En la base aparecen micaesquistos con abundantes segregaciones de nódulos de cuarzo, son rocas de color amarillento o ligeramente rosado, el muro de este nivel no se conoce pues está en contacto con los granitos; la potencia de estos niveles en la zona de El Rosal supera los 70 m, aunque en la Hoja de Tuy no supera los 20 m al NE de Vilaríño (x:176.000; y: 851.000).

Sigue hacia el techo un conjunto de alternancias centimétricas y decimétricas de cuarzoesquistos amarillentos y mecaesquistos oscuros de grano muy fino. En el afloramiento, estos materiales aparecen finamente listados (recuerdan a las formaciones turbidíticas). La potencia de este tramo no supera los 25 m.

A continuación se dispone un paquete de esquistos grauwáckicos muy homogéneos, sobre los que se colocan unos micaesquistos y paraneises que tiene un alto contenido en cuarzo y biotita, la potencia del conjunto es de unos 30 m

Sobre el tramo anteriormente descrito se dispone un paquete de micaesquistos muy moscovíticos y con abundante cuarzo de segregación y que no aparece de manera continua.

Sigue un tramo heterogéneo de cuarzoesquistos, microconglomerados, conglomerados de cantos cuarcíticos, micaesquistos, paraneises; aunque el aplastamiento y metaforfismo sufridos han borrado en buena parte la petrofábrica original de estos materiales. Todos estos niveles son lentejonares y no presentan ninguna continuidad lateral, por otra parte, la posición estratigráfica de los conglomerados, dentro del tramo, varía entre amplios límites. Dentro de este tramo se han encontrado en Monteferro (x:174.000; y: 851.000) unos niveles de rocas calcosilicatadas que en ningún caso alcanzan los 10 m de espesor y en los que se han tenido que exagerar su potencia para que tengan representación cartográfica. La potencia total de este tramo es de 10-15 m.

Por último, a techo, esta formación (complejo esquisto-grauwáckico) incluye unos niveles de neises de dos micas y micaesquistos andalucíticos, generalmente de color gris oscuro. Los micaesquistos andalucíticos tienen grano fino y aspecto granulado debido a los numerosos cristales de andalucita (sincinemáticas en su mayoría). Los paraneises están formados por cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita como elementos principales y presentan textura lepidoblástica. Por su parte, los esquistos andalucíticos tienen

como minerales principales: cuarzo, moscovita, biotita y andalucita y presentan también textura lepidoblástica con ligero mosqueado.

b) Serie supraordovícica

Esta serie ocupa la casi totalidad del Complejo Monteferro-El Rosal Monteferro (x: 174.000; y: 851.000) hasta el sur de la Hoja y se continúa en la Hoja de Tomiño (04-13) situada al S de la de Tuy, y en el N de Portugal (Hojas de Caminha y Valença). Tanto por E como por el W aparece flanqueada por rocas ígneas graníticas de edad Hercínica.

En líneas generales la serie se compone mayoritariamente de esquistos andalucíticos de diversos aspectos entre los que se intercalan diversos tramos cuarcíticos de poco espesor y de continuidad lateral muy variable, pero que en conjunto constituyen unos niveles guía de relativa importancia, pues constituyen las únicas diferencias estratigráficas claras existentes en la Hoja, ya que las superficies estratigráficas han sido borradas por la acción de las sucesivas fases de deformación, este hecho impide aplicar, en numerosas ocasiones, los criterios de polaridad y por tanto el levantamiento de columnas estratigráficas con un cierto detalle.

La columna estratigráfica general de esta serie vendría representada por:

a) Un conjunto basal formado por esquistos andalucíticos y a veces granatíferos, de aspecto lustroso y color verde azulado y con una notable homogeneidad litológica.

b) Un potente paquete de alternancias cuarcíticas y micaesquistos de andalucita y biotita, los niveles cuarcíticos son de color ocre o ligeramente rosados.

c) Un tramo pelítico en el que destaca un nivel de micaesquistos pardorrojizos con gruesos cristales de andalucita, cuya compacidad y dureza determina que originen resaltes de crestas agudas.

d) Por último, un tramo pelítico-psamítico de micaesquistos oscuros, cuarzo-esquistos, esquistos arenosos y cuarcitas negras ferruginosas; ocasionalmente y de forma lantejona se intercalan, en este tramo, unos niveles de pizarras ampelíticas de color negro.

La potencia total estimada de esta serie es superior a los 1.000 m, de acuerdo con los datos estratigráficos y criterios de polaridad observados.

1.2 ENCLAVES METASEDIMENTARIOS EN ROCAS IGNEAS

Dentro de los diferentes macizos graníticos de la Hoja de Tuy (04-12) existen numerosos enclaves metasedimentarios de composición y textura muy variados y que responden a litotipos del complejo Monteferro-El Rosal

y del Complejo Vigo-Tuy. Al metamorfismo regional se superpone, en estos enclaves, un acusado, aunque local metamorfismo térmico, que ha provocado la aparición de nuevos minerales y sobre todo se han originado nuevas texturas (migmatíticas) y fenómenos de asimilación magmática, a veces bastante generalizados.

En cartografía se han separado dos tipos de enclaves según los litotipos que se presenten en ellos, pero en general, se puede decir que en los enclaves metasedimentarios situados al W de la fractura meridiana que discurre por el valle de Tebra, son de litotipos pertenecientes al Complejo Monteferro-El Rosal, mientras que los enclaves situados al E de la citada fractura pertenecen a litotipos del Complejo Vigo-Tuy pues son rocas que en las muestras estudiadas presentan siempre metablastos de plagioclasa que son característicos de los metasedimentos de este Complejo.

1.3 CUATERNARIO

Estos depósitos dentro de la presente Hoja, se han dividido en dos grandes grupos atendiendo fundamentalmente a su importancia como indicadores de la historia geológica de la región, estos grupos son: depósitos recientes y terrazas.

1.3.1 Depósitos recientes (Q_{cd} ; Q_c ; Q_{AL-C} ; Q_{E-C} ; Q_{AL} ; Q_E ; Q_P ; Q_{LI})

Están constituidos, dentro de la presente Hoja, por un conjunto de suelos de alteración y por un conjunto de depósitos marinos.

Solamente se localizan dos conos de deyección dentro de la Hoja y ambos son de muy reducida extensión de afloramiento; están formados por un conjunto de materiales (cantos y arenas) procedentes de la degradación del granito.

Los depósitos coluviales, eluvio-coluviales, aluvio-coluviales y eluviales se han cartografiado con notaciones diferentes únicamente por la morfología que presentan; están constituidos por un conjunto de arenas, limos y cantos graníticos con estructura caótica y generalmente con bajo grado de compactación.

Los depósitos aluviales se presentan en conjunto formados por gravas y arenas más o menos limosas, pero con proporciones muy variables de uno u otro componente según los distintos cauces o incluso en diferentes tramos de un mismo cauce, estos materiales proceden en su mayor parte de la alteración y degradación de materiales graníticos, salvo en el caso del río

Miño, que presentan en su cauce de inundación, cantos de naturaleza cuarcítica.

Los depósitos de origen marino son de dos tipos esencialmente, playas y limos de inundación de la ría.

Las playas existentes en la Hoja, están constituidas por arenas silíceas con un alto contenido en fragmentos de moluscos. Entre los minerales pesados se han encontrado frecuentes minerales procedentes del metamorfismo regional de los metasedimentos existentes en la zona, entre éstos podemos citar: andalucita, granate y estauroлита, y de forma mucho más escasa: turmalina, epidota, rutilo, circón y distena.

Los limos de inundación de la desembocadura del río Miño, se pueden considerar en realidad como depósitos híbridos en su origen entre depósitos de origen marino y depósitos de origen aluvial, están constituidos por arcillas y legamos con una importante proporción de materia orgánica y algunos cantos rodados de cuarzo.

1.3.2 Terrazas

Esta formación cubre amplias zonas de la ribera del Miño y valle del río Louro, fosilizando un paleorelieve irregular del substrato ígneo y metamórfico de la región.

Los datos disponibles (NONN, H. 1966) y el estudio realizado en varias de las Hojas circundantes (Tomiño 4-13, La Guardia 3-13 y Salvatierra 5-12) han permitido considerar en la Hoja de Tuy cuatro niveles básicos de terrazas, de difícil delimitación cartográfica en muchos casos, por cuanto el grado de erosión de las mismas es avanzado, produciéndose a menudo un extenso derrubio de cantos cuarcíticos en la línea de contacto, que soterra el original desnivel entre ellas, dando como resultado la implantación de una morfología uniforme en suave declive hacia el cauce del Miño. La terraza más reciente (QT₄) es, en este sentido, la mejor delimitada por su morfología plana y su posición topográfica a unos 8-10 m sobre el nivel actual del río.

La terraza QT₁ es la más antigua. Se sitúa entre los 55 y 70 m y aparece con frecuencia recubierta por depósitos coluviales recientes de cantos cuarcíticos, removidos de la propia terraza. Contiene un tramo superior de gravas cuarcíticas muy elaboradas con una fracción minoritaria de arena y arcilla. Contiene horizontes decimétricos de conglomerados bastante cementados por carbonato cálcico y óxidos de Fe. El tramo inferior aflora en contadas ocasiones y está formado por arenas caoliníferas con ligeras pasadas de cantos y lechos arcillosos versicolores más o menos caoliníferos.

La terraza QT₂ se sitúa por encima de los 30 m sin solución de continuidad con la anterior, al estar erosionados por completo los escarpes de la primera. Está formada también por un tramo superior de cantos cuarcíticos poco cementados en general (salvo delgados horizontes) de 6-8 m de potencia, que pasa progresivamente hacia términos más arenosos-arcillosos hacia el muro, en general soterrados por coluviones o por terrazas más recientes.

Las terrazas QT₃ y QT₄ constituyen las terrazas mejor y más ampliamente representadas en el Valle Porriño-Tuy. Ambas están formadas por gravas cuarcíticas poco cementadas, entre las que se interdigitan pasadas arenosas con estratificaciones cruzadas y lechos blancos o versicolores de arcillas. Hacia la base el tramo es esencialmente arcilloso y ocasionalmente aparecen niveles lignitíferos, con restos de plantas que conservan a menudo su textura original. La QT₄ contiene en su techo una capa limo-arcillosa parda, con cantos silíceos o silicatados dispersos, que no llegan a constituir, en ningún caso, una trama cerrada.

Todas ellas son terrazas de acumulación de edad Pleistoceno. Según TEIXEIRA, C. (1946) las terrazas últimas pertenecerían al interglaciar Riss-Würm; la terraza QT₂ correspondería al interglaciar Mindel-Riss (Tirreniense) y la QT₁ sería de edad Milazziense y Siciliense. Su origen se atribuye a las diversas oscilaciones glacio-eustáticas de nivel del mar durante el Pleistoceno. La deposición de los aluviones cuarcíticos (tramo superior de las terrazas) debió estar precedida por etapas de pluviometría moderada, con transporte mayoritario de limos arcillosos y caoliníferos, para pasar seguidamente a épocas torrenciales capaces de transportar el enorme volumen de gravas aterrazadas (LAUTENSACH, H. 1928). En el valle del Louro (entre Tuy y Porriño) yace, bajo las terrazas descritas una potente formación arcillosa, con delgados niveles lignitíferos, correspondiente al Mioceno Terminal (NONN, H. 1966). Afloramientos incartografiados aparecen en el fondo de algunas arcillerías de la zona.

2 TECTONICA

Para abordar el estudio de las deformaciones de la presente Hoja, seguiremos un orden cronológico tomando como punto de referencia los movimientos hercínicos por ser en esta etapa cuando se produjeron la mayoría de las deformaciones. Como los materiales existentes, en la Hoja no han podido

ser datados con certeza (salvo algunas rocas ígneas) ni se ha podido extraer una columna estratigráfica general de la Hoja, la comprobación cartográfica de las estructuras no ha podido ser realizada con certeza.

2.1 INTRODUCCION

Antes de las deformaciones hercínicas, y desde un punto de vista tectónico es posible la existencia de dos etapas de movimientos, la primera de edad Sárdica y la segunda Caledónica.

En la Unidad de Monteferro-El Rosal se observa de una manera muy discontinua una discordancia cartográfica entre la formación de El Rosal y las series posteriores más heterogéneas; esta discordancia viene representada por la presencia de unos niveles de metaconglomerados a techo de los niveles más detríticos de la serie de El Rosal, estos niveles parecen indicar la existencia de algunos movimientos (posiblemente preordovícicos) que podrían corresponder a los episodios finales de la Orogenia Asíntica.

En cuanto a la deformación Caledónica, se discute su presencia en el NW de la Península Ibérica, algunos autores llegan a pensar en ella como en una fase de deformación con pliegues tumbados y acompañada de metamorfismo; estos hechos no han podido comprobarse dentro de la Hoja de Tuy, pues aunque se encuentran restos de minerales metamórficos (granate, cordierita...) dentro de los metablastos de las rocas del Complejo Vigo-Tuy, la edad de este metamorfismo es Precámbrico Superior (FLOOR, P. 1966) y no puede asociarse a un posible metamorfismo caledónico; este metamorfismo prehercínico se presenta asociado a una esquistosidad de la que quedan únicamente restos en el interior de algunos metablastos desarrollados durante el metamorfismo hercínico (FLOOR, P. 1966).

2.2 DEFORMACION HERCINICA

Se trata, al parecer, de una etapa comprensiva acompañada de un importante flujo térmico causante del metamorfismo regional y de las granitizaciones, y en el que se han podido diferenciar dos fases de deformación, responsables en conjunto de la estructura que aparecen actualmente en la Hoja. La única estructura visible claramente en la Hoja es de F_2 y se observa dentro del Complejo Vigo-Tuy en el área de Galiñeiro (x: 185.000; y: 848.000) donde se ve doblarse a la esquistosidad S_1 formando un sinclinal de F_2 .

2.2.1 Fase I

Esta fase debió alcanzar un gran desarrollo en el área estudiada dando estructuras que debieron ser observables a todas las escalas, aunque en la actualidad, dentro de la Hoja, solamente se observan algunos datos de la esquistosidad S_1 (sinclinal del Galifeiro), pero no se ha visto ni a escala de afloramiento ni a escala cartográfica ninguna estructura de esta fase.

Las direcciones observadas de S_1 (N–160–170–E) coinciden con las de S_2 en los puntos donde se desarrolla ésta (Complejo Monteferro-El Rosal), por lo que se puede decir que ambas fases de deformación serían homooxiales en su actuación.

2.2.2 Fase II

Esta fase, es la que ha originado la mayoría de las estructuras observables en la Hoja; en conjunto se observa que disminuye su intensidad de actuación de W a E; y es por ello que vamos a describir cómo se manifiesta en las diferentes formaciones de W a E en sentido decreciente de su intensidad de actuación.

a) En los granitos cataclásticos de Bayona (x: 173.000; y: 847.000) esta fase se manifiesta por el desarrollo de una intensa foliación N–160, 170–E, se ha comprobado que esta esquistosidad es de F_2 por que en algunos enclaves (al SW de la Hoja) se ha observado la S_1 deformada por pliegues (a escala decimétrica) de dirección de plano axial coincidente con dirección de la foliación observada en los granitos. Estos pliegues presentan flancos subparalelos al plano axial que tienen buzamiento de 60° a subvertical hacia el E.

b) En el Complejo Monteferro-El Rosal, esta fase presenta características análogas a las observadas en los granitos cataclásticos, aunque en estas formaciones se puede deducir un pliegue sinclinal, más por comparaciones litológicas que por comprobaciones estructurales (estas comprobaciones estructurales se han podido realizar en la Hoja de Tomiño (04-13) situada inmediatamente al Sur). Este pliegue presentaría eje curvo pues en algunas, aunque raras, estructuras menores y en las lineaciones de intersección el buzamiento del pich varía de 32° N a 25° S. Ambos flancos de la estructura sinclinal están cortados por la intrusión de los granitos de dos micas.

c) En los granitos ademellíticos de Pinzás (x: 179.000; y: 840.000) no se observan deformaciones producidas por la F_2 por lo que se consideran posteriores (en emplazamiento) a la actuación de esta fase.

d) En los granitos de dos micas se observan algunas foliaciones producidas por la actuación de esta fase, en general esta foliación está muy poco desarrollada.

e) El Complejo Vigo-Tuy, se puede considerar, en conjunto, como un sinclinal de F_2 pues se observa cartográficamente un plegamiento de la S_1 , esta estructura de F_2 (en conjunto) se encuentra cortada por posteriores desgarres tardihercínicos; se trata de un sinclinal muy abierto casi de tipo cilíndrico en el que se observan foliaciones de plano axial (S_2).

Más hacia el W de esta estructura no se observan, dentro de la Hoja de Tuy nuevas manifestaciones de la F_2 .

2.2.3 Fases tardías

En algunos puntos aislados del Complejo Monteferro-El Rosal, tanto en la presente Hoja como en la vecina de Tomiño (04-13) se observa a escala mesoscópica, una tercera fase de deformación que está relacionada con pliegues a escala centimétrica o decimétrica y que no presenta continuidad.

Los pliegues observados como correspondientes a esta fase son de tipo chevrón con ángulos muy cerrados y con crenulación en la zona de charnelas allí donde la anisotropía originada por la S_2 es muy penetrativa (pizarras).

A escala microscópica, esta fase se manifiesta por una esquistosidad de fractura que únicamente es perceptible en aquellos puntos donde la fase se desarrolla con una mayor intensidad.

En el Complejo Vigo-Tuy esta tercera fase de deformación se manifiesta por una serie de pliegues a escala mesoscópica de plano axial subhorizontal y muy amplio radio que producen una serie de inflexiones de la esquistosidad S_1 que ya estaba plegada por la F_2 .

La dirección de los planos axiales de los pliegues de esta F_3 en N-30, 50-E y con buzamiento generalmente muy suave hacia el SE.

2.3 DEFORMACION TARDIHERCINICA

En la presente Hoja, como en el resto del Macizo Hercínico, puede observarse una serie de desgarres que obedecen a una dirección general de esfuerzos N-S (ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. 1975) y que en la presente Hoja están representados por unas fracturas de dirección N-140-E y N-60-E, que se localizan fundamentalmente en la parte central de la Hoja, estos desgarres producen en ocasiones unos micropliegues acompañantes, en la roca encajante, que indican el carácter dextral del movimiento de estas fracturas.

2.4 DEFORMACION POSTHERCINICA

Después y durante la actuación de las fases de deformación hercínica deben producirse una elevación y desmantelamiento de la cadena, la cual se va a comportar de forma rígida ante la actuación de nuevos esfuerzos.

Dada la constitución de la columna estratigráfica de la Hoja, resulta casi imposible conocer con un mínimo de precisión la historia tectónica de la misma en el período comprendido entre el emplazamiento de los últimos granitos (aproximadamente Carbonífero-Pérmico) y el Terciario Superior. Durante el final del Terciario, debieron producirse movimientos isostáticos de ascenso y descenso con claro origen distensivo; estos movimientos provocaron la compartimentación en bloques y el reajuste de umbrales y fosas de relativa poca extensión pero con acusados desniveles como parece ponerse de manifiesto por los depósitos continentales de alta energía que se acumularon en estas fosas (Porriño-Tuy).

En este sentido es destacable el rejuego de antiguas fracturas durante esta etapa distensiva del Terciario; actuando, en su mayor parte, como fallas normales de salto relativamente importante. Tal es el caso de la gran fractura meridiana que discurre por el valle del río Louro y se prolonga hacia el N hasta Malpica. En esta zona existe, dentro de la Hoja, una fosa colmatada por depósitos pliocuaternarios.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Para abordar este capítulo vamos a hacer una división parecida a la realizada en el capítulo de tectónica tomando como nivel de referencia la Deformación Hercínica.

3.1 EVOLUCION PREHERCINICA

El esquema de reconstrucción de la historia geológica de la zona estudiada podría ser como se expone a continuación.

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja son una serie de esquistos arenosos que posiblemente sean equivalentes a la formación de esquistos grauwáckicos definidos en zonas más meridionales (Extremadura, Portugal), estos materiales afloran en dos flancos de la sinforma Monte-

ferro-El Rosal, y posiblemente sean los mismos que actualmente aparecen como paraneises en el Complejo Vigo-Tuy, a techo de esta formación se han observado en algunos puntos de la sinforma Monteferro-El Rosal, algunos niveles de metaconglomerados que se pudieron originar por movimientos de ascenso y descenso durante los últimos episodios de la Fase Sárdica. A partir de la deposición de estos materiales, la sedimentación es de tipo marino y con carácter euxínico, depositándose un conjunto heterogéneo de materiales, posiblemente de edad Ordovícico-Silúrico, en la mitad oriental de la Hoja; mientras en la mitad occidental (Complejo Vigo-Tuy) parece ser que la sedimentación va evolucionando lentamente hacia depósitos más pelíticos que actualmente se manifiestan como micaesquistos y pizarras en la parte más meridional de esta unidad.

Durante el Ordovícico, dentro de la zona ocupada actualmente por el Complejo Vigo-Tuy, se produjo la intrusión de unas rocas ígneas, peralcalinas en su mayoría, que actualmente se manifiestan como ortoneis leucocráticos.

Por otra parte, también se ha observado en los metablastos originados durante el metamorfismo hercínico en el Complejo Vigo-Tuy, restos de una esquistosidad y de un metamorfismo prehercínico; como en el resto del Macizo Herpérico no hay pruebas determinantes de que se produjesen deformaciones importantes acompañadas de metamorfismo durante la Orogenia Asíntica o Caledónica, cabe suponer que estos fenómenos se debieron desarrollar en la zona estudiada, durante el Precámbrico Superior, y en esa época se debieron generar también, las rocas ígneas prehercínicas, aunque su emplazamiento se produjese durante el Ordovícico.

Además de estos fenómenos es posible que durante la Orogenia Asíntica se produjesen una serie de fracturas importantes, de dirección N-S que individualizasen, al menos estructuralmente, los dos dominios metasedimentarios existentes en la Hoja, estas fracturas estarían hoy en día, cicatrizadas casi en su totalidad por las posteriores intrusiones de granitos hercínicos.

Con la deposición de los sedimentos heterogéneos de posible edad Ordovícico-Silúrico se iniciaría un nuevo ciclo, pues comienza la actuación de la Orogenia Hercínica.

3.2 EVOLUCION HERCINICA

El ciclo Hercínico se manifiesta únicamente por el desarrollo y actuación de la orogenia del mismo nombre, esta orogenia es de tipo polifásico y

está acompañada por una elevación de temperatura a escala regional (metamorfismo regional) y otra a nivel local provocada por la intrusión de los diferentes cuerpos graníticos.

La granodiorita precoz y los granitos cataclásticos intruyen después de la primera etapa de deformación y antes de la segunda, pues están fuertemente deformados por la actuación de la F_2 ; la intrusión de las granodioritas (en cuerpos laminares) posiblemente se produzca en una época en que el orogeno hercínico estuviese en una fase de descompresión o relajamiento.

Los granitos de dos micas se emplazan ligeramente antes o durante la actuación de la F_2 pues se encuentran muy ligeramente deformados por la actuación de esta fase.

Con posterioridad a la actuación de la F_2 tiene lugar el emplazamiento de dos cuerpos graníticos no deformados, el macizo circunscrito de Porriño y los granitos adamellíticos de Pinzás.

Más tarde se produce una etapa de compresión N-S que, en la zona estudiada, queda reflejada por la presencia de amplios desgarres de dirección N-140-E y N-60-E; estas estructuras indican un comportamiento hasta cierto punto rígido del Orogeno, que posiblemente había sufrido una elevación y parcial desmantelamiento antes de producirse la actuación de estos esfuerzos.

3.3 EVOLUCION POSTHERCINICA

Desde el momento de producirse la anteriormente citada, etapa de compresión con direcciones de esfuerzos N-S y hasta finales del Terciario, es completamente imposible reconstruir los hechos geológicos que han afectado a la zona de estudio; no obstante, es presumible que la zona participe a finales del Mesozoico de los movimientos epirogénicos que parecen afectar a todo el NW de la Península Ibérica.

A finales del Terciario hay una nueva actividad de tipo tectónico, probablemente asociada a una etapa distensiva que ha hecho bascular o rejugar los bloques ya rígidos provocando su compartimentación y la aparición de áreas levantadas y hundidas. Los afloramientos de depósitos plio-cuaternarios? existentes en la Hoja se hallan, de alguna manera, conectados al resto de las cuencas terciarias existentes en Galicia. Más tarde, durante el Cuaternario, amplias laderas del valle del Miño quedarán cubiertas de materiales detríticos, constituyendo en la actualidad las distintas terrazas del valle del Miño.

4 PETROLOGIA

Se van a considerar por separado, para su estudio, las rocas metamórficas y las rocas ígneas, no incluyendo dentro del primer grupo las rocas originadas mediante los procesos de migmatización incipiente que se han detectado dentro de la Hoja, estas rocas con proceso de migmatización se estudiarán en el apartado 4.4 junto con las originadas por procesos de contaminación metasomática (Apartado 4.5).

4.1 ROCAS METAMORFICAS

Dentro de este tipo de rocas se van a considerar por un lado las originadas durante el metamorfismo regional y por otro, las originadas en virtud del metamorfismo de contacto producido por las intrusiones ácidas.

4.1.1 Metamorfismo regional

Todos los materiales sedimentarios que aparecen en la Hoja, salvo los depósitos terciarios y cuaternarios han sufrido al menos un proceso de metamorfismo regional de presión intermedia y con un alto gradiente térmico. En este metamorfismo aparece una sucesión que va desde la epizona (zona de la clorita) a la catazona (zona de la sillimanita).

Además de este proceso de metamorfismo, en las rocas del Complejo Vigo-Tuy se han encontrado, englobados en metablastos de plagioclasas y/o cordierita inclusiones helicíticas de granate (FLOOR, P. 1966) que son indicadores de que con anterioridad al metamorfismo Hercínico estas rocas han sufrido un metamorfismo regional de más alta presión que posiblemente corresponda a un metamorfismo de tipo Barrow; pero que aparte de estas inclusiones helicíticas no se tienen datos concretos del metamorfismo Prehercínico.

En principio vamos a estudiar las características del metamorfismo regional Hercínico por separado en cada uno de los grandes complejos de rocas metasedimentarias.

a) En el Complejo Monteferro-El Rosal la paragénesis más frecuentes en rocas pelíticas (en origen) son:

1. Cuarzo-moscovita-clorita.
2. Cuarzo-moscovita-biotita.
3. Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita.
4. Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita-granate.

5. Cuarzo-moscovita-biotita-sillimanita.

de las que la núm. 1 corresponde a la zona de la clorita (facies esquistos verdes), las núms. 2 y 3 a la zona de la biotita (facies anfibolitas), la núm. 4 a la zona del granate y la núm. 5 a la zona de la sillimanita.

Mientras que las cuatro primeras paragénesis se desarrollan en toda la extensión del Complejo Vigo-Tuy, la núm. 5 únicamente aparece en las proximidades del contacto con los granitos de dos micas o en los enclaves, con diferentes grados de asimilación, de rocas que pudiendo ser de este Complejo se encuentran dentro de las diferentes facies de rocas graníticas.

El desarrollo de los cristales de andalucita de la gran mayoría de las rocas es sincinemático (sin F_1 , pues algunas andalucitas se encuentran dobladas por charnelas de F_2) lo que imposibilita que se hallan desarrollado por un metamorfismo de contacto, pues las rocas graníticas existentes en la zona son en todos los casos postfase 1 en su emplazamiento; pero sin embargo, la presencia de estas andalucitas es un claro indicador de la presencia de un foco térmico importante, por lo que se podría suponer, que al menos durante los últimos episodios de la F_1 se estaban generando las primeras rocas graníticas (granodioritas precoces).

En las rocas calcosilicatadas de este Complejo, las paragénesis encontradas son:

Cuarzo-Plagioclasa-Diópsido-Granate.

Cuarzo-Plagioclasa-Anfíbol monoclinico.

Con posterioridad a este proceso de metamorfismo regional y hasta los tiempos recientes, todas las rocas anteriores están sufriendo un proceso de retrometamorfismo caracterizado por una clasificación de la biotita y una moscovitización y/o sericitación de la andalucita.

b) En el Complejo Vigo-Tuy la paragénesis más frecuentes son:

Cuarzo-Plagioclasa-Biotita.

Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Feldespato potásico-Sillimanita.

Cuarzo-Plagioclasa (An > 15 por ciento)-Biotita-Feldespato potásico-Sillimanita-Andalucita.

Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Feldespato potásico-Anfíbol monoclinico.

Cuarzo-Plagioclasa-Cummingtonita-Piroxeno.

Cuarzo-Plagioclasa-Cummingtonita.

Estas paragénesis indican una fase de mayor grado con andalucita, cordierita (fuera de la Hoja, FLOOR, P. 1966) y cummingtonita, esta fase corresponde a facies anfibolitas de baja presión; según DEN TEX (1965) este metamorfismo puede ser considerado como de alta temperatura y relacionado con el Plutonismo Hercínico.

Las paragénesis que aparecen con feldespato potásico y sillimanita son

características del tránsito de las zonas B y C de metamorfismo de tipo Abukuma (MIYASHIRO, A. 1958).

Dentro de este Complejo Vigo-Tuy la aparición de cummingtonita queda restringida a las anfibolitas (orto y para) en tanto que en las rocas pelíticas, en origen, es característica la presencia de plagioclasa con elevado contenido en anortita (Oligoclasa-andesina).

La mayoría de los metablastos que se observan no están deformados por la F_1 hercínica lo que indica un carácter postcinemático del metamorfismo hercínico.

Con anterioridad al metamorfismo hercínico se desarrolló un proceso metamórfico posiblemente de más alta presión y del que únicamente quedan restos por la aparición de inclusiones helicíticas de granates turbios en los metablastos de plagioclasa y/o cordierita, así como por la presencia de cadenas de cuarzos alargados y láminas orientadas de biotita en los metablastos de plagioclasa, en estas cadenas de cuarzos deformados y en las láminas de biotita se observa a veces, una auténtica esquistosidad (S_i según FLOOR, P. 1966) que sería prehercínica; en este metamorfismo prehercínico no se han observado restos de una marcada influencia térmica por lo que cabe suponer que es más antiguo que la intrusión de las formaciones graníticas que actualmente aparecen como ortoneises.

La edad de este metamorfismo prehercínico es incierta, se ha comprobado que la edad de las intrusiones de los ortoneises es Cámbrico-Ordovícico (460 m.a., FLOOR, P. 1966), como el metamorfismo regional que los originó es más antiguo debe ser al menos Cámbrico Superior; pero según CAPDEVILA, R. (1966), en el NW de España los movimientos asínticos están poco desarrollados e incluso no se producen como tales movimientos orogénicos por lo que el metamorfismo regional prehercínico debería ser de edad Precámbrico Superior.

4.1.2 Metamorfismo de contacto

Localmente y sobre todo ligado a los últimos episodios intrusivos de los granitos de Bayona-La Guardia, aparecen manifestaciones de un metamorfismo de contacto que se superpone al metamorfismo regional; este metamorfismo de contacto está caracterizado esencialmente por la formación de nuevas biotitas que presentan cruceros perpendiculares a la esquistosidad S_1 y más raramente, por la aparición de agujas de sillimanita que han crecido a expensas de antiguas biotitas. Los minerales del metamorfismo de contacto son generalmente posteriores a la actuación de la F_1 pero anteriores ligeramente o contemporáneos con la F_2 .

4.1.3 Complejo Vigo-Tuy

Dentro de esta unidad, completamente rodeada de rocas ígneas y con un grado, relativamente, alto de metamorfismo no ha sido posible obtener una columna estratigráfica general dentro de la zona estudiada, es por ello que para su descripción se van a estudiar por separado los diferentes tipos de rocas metasedimentarias existentes en la unidad y se va a proceder a un intento de correlación con las rocas del Complejo Monteferro-El Rosal y con las rocas descritas más al Sur en la Hoja de Valença (Portugal).

A) Paraneises normales (FLOOR, P. 1966)

Se trata de neises de biotita y plagioclasa, estos neises presentan una gran diversidad de aspecto, tanto por las diferentes granulometrías existentes, como por las distintas proporciones entre los diferentes minerales constituyentes de la roca.

Es característico de esta formación la presencia de plagioclasas metablásticas en todas las variedades de rocas. Esta plagioclasa es oligoclasa ácida-andesina; se presenta en cristales que alcanzan hasta 5 mm de diámetro máximo. Al estudiar en lámina delgada estas rocas se observan, en las plagioclasas, una serie de inclusiones minerales entre los que destacan cuarzo, biotita y granate, tanto el cuarzo como la biotita presentan (dentro de cada metablasto de plagioclasa) orientaciones preferentes, dando lugar, de esta manera al desarrollo de una esquistosidad (S_1) interna que no se encuentra fuera de los cristales de plagioclasa; los granates incluidos en las plagioclasas generalmente están muy corroídos y alterados, pero quedan como testigos de un antiguo metamorfismo prehercínico.

Las cantidades de cuarzo y biotita son muy variables en estos paraneises. La biotita se presenta muy rara vez en grandes cristales, casi siempre se dispone en pequeñas laminillas que se orientan paralelas a la esquistosidad (S_1 hercínica) de la roca. Los gruesos cristales de cuarzo son generalmente más jóvenes que los pequeños cristales de cuarzo encerrados en las plagioclasas.

Los pequeños cristales de cuarzo encerrados en las plagioclasas posiblemente correspondan a granos de cuarzo del sedimento original; por otra parte, como todas las rocas de la formación son ricas en plagioclasas y micas, cabe pensar que estas rocas en origen fuese de tipo grauwáckico, este hecho está parcialmente comprobado por FLOOR, P. (1966) pues al afectar análisis químicos de estos neises dieron unos contenidos en Na y K un tanto elevados para que las rocas originales fuesen arcosas.

La naturaleza grauwáckica del sedimento original unido a la existencia comprobada de un metamorfismo prehercínico (posiblemente de edad Precámbrico Superior, FLOOR, P. (1966)), nos permite pensar en correlacionar estos paraneises normales con los sedimentos esquistos-grauwáckicos del El Rosal (Hoja Tomiño 04-13) y por tanto, con la unidad de esquistos grauwáckicos citada en el N de Portugal (Hojas de Valença y Caminha).

B) Para-anfibolitas

Intercalados entre la serie de paraneises normales aparecen unos niveles lentejonares de anfibolitas; que generalmente, no sobrepasan los 3-4 m de potencia; la foliación regional sufre una fuerte refracción al penetrar en estas rocas debido a la diferente competencia que presentan ante los esfuerzos, difícilmente alcanzan más de 100 m de longitud de afloramiento.

Estas rocas están constituidas esencialmente por hornblenda verde, plagioclasa (bytownita) y cuarzo presentando como accesorios más frecuentes apatito, biotita titanita y sobre todo cummingtonita; la cummingtonita generalmente no presenta ningún tipo de orientación, en tanto que la hornblenda generalmente está orientada. La bytownita se presenta como mineral metablastico, incluyendo pequeños cristales deformados de cuarzo y algunas biotitas; estas características de la plagioclasa, que son análogas a las de la oligoclasa de los paraneises, hacen pensar en estas rocas como para-anfibolitas.

Podría pensarse en correlacionar estas rocas con los niveles calcosilicatados que aparecen, dentro del Complejo Monteferro-El Rosal, a techo de la formación de esquistos grauwáckicos, aunque no se tienen datos precisos que prueben esta hipótesis.

C) Micaesquistos

Dentro del afloramiento del Complejo Vigo-Tuy dentro de la Hoja en estudio, al Sur de Ribadelouro (x: 190.000; y: 844.000) dejan de verse los paraneises normales y comienzan a aflorar un conjunto de micaesquistos grises algo arenosos hacia el N y progresivamente más pelíticos hacia el Sur; esta formación continúa con las mismas directrices regionales que los paraneises normales, realizándose el tránsito de una a otra de una forma gradual, es de destacar la ausencia de metablastos de plagioclasa en esta formación de micaesquistos.

Es frecuente (relativamente) que en estos niveles de micaesquistos se intercalen algunas bandas calcosilicatadas, negras, lentejonares que difícilmente superan los 2 m de potencia.

D) Neises con anfíbol y biotita

Dentro del Complejo Vigo-Tuy y como una variedad dentro de los paraneises normales, se localizan al S de Zamanes (x: 187.000; y: 850.000) un conjunto de rocas metasedimentarias que presentan unas características macroscópicas que permiten diferenciarlas de los paraneises normales.

Las rocas en la muestra de mano parecen anfíbolitas por lo compacta y el color más oscuro que los paraneises normales, pero al realizarse el estudio en lámina delgada, se observa que se trata de rocas en las que es posible observarse metablastos de oligoclasa con inclusiones de cuarzo, biotita y anfíbol verde oscuro (ferrohastingrita), con grandes cristales de cuarzo y porfiroblastos de albita que reemplazan a la oligoclasa generalmente, estos recrecimientos albiticos son consecuencia de procesos metasomáticos (apartado 4.4). La presencia de los metablastos de oligoclasa en el hecho que nos ha permitido relacionarlo con los paraneises normales, sin embargo, al encontrarse cristales de ferrohastingrita incluidos en la plagioclasa (fenómeno que no se observa en los paraneises normales) cabe pensar en una composición original un poco diferente (más cálcica) de estos neises y de los paraneises normales.

4.1.4 Ortonéis Leucocrático

Bajo esta denominación se recoge un conjunto de rocas, ígneas en origen, de edad Prehercínica y que afloran, en la Hoja, dentro del Complejo Vigo-Tuy; para su estudio se han individualizado las diferentes formaciones por unidades cartográficas pues no han podido establecerse en el campo relaciones entre los diferentes complejos de ortonéis.

4.1.4.1 *Ortonéis de biotita (tipo mosende)* (ξ_b^2)

Se presentan estas rocas en dos afloramientos, uno de 8-10 Km² al E de Mosende (x: 189.000; y: 847.000) y otro de menores dimensiones (1-2 Km² al E de Budiño (x: 194.000; y: 844.000) apareciendo en contacto tan solo con la formación de paraneises del Complejo Vigo-Tuy con los que presenta contactos claramente intrusivos, no se ha encontrado, dentro de estos neises, ningún enclave de paraneises ni de anfíbolitas.

No se observa claramente, en estos neises, la deformación planar que se desarrolla bien en el resto de las formaciones del Complejo Vigo-Tuy, es sin embargo característico de este ortonéis una deformación plano lineal o lineal aunque conservando las directrices estructurales observadas en los paraneises encajantes.

En la muestra de mano se presenta como una roca gris con tonalidades rosadas, de grano medio a fino, muy compacta y con fractura irregular y con una gran homogeneidad mineral en sus componentes (son mayoritarios: cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita).

El cuarzo en cristales de hasta 0,5 mm se presenta distribuido entre los granos de feldespato, estos feldespatos alcanzan tamaños de 0,2 a 0,4 mm y entre ellos se encuentran algunas plagioclasas porfiroclásticas aunque en general, menos frecuentes que en el resto de las formaciones del Complejo Vigo-Tuy, por lo que cabe pensar que el proceso de recrystalización en estos ortoneises es menos intenso que en las formaciones adyacentes.

Como minerales accesorios más frecuentes se observan: circón, apatito y moscovita secundaria de biotita.

4.1.4.2 *Ortoneís de riebeckita (tipo galiñeiro)* (ξ_{Rb}^2 ; $\xi_{Rb,f}^2$; $\xi_{Rb,y}^2$)

Los neises de riebeckita aparecen en la zona central del Complejo Vigo-Tuy, en un único afloramiento que alcanza su mayor extensión en las proximidades de Galiñeiro (x: 185.000; y: 848.000), alargándose hacia el NW en una estrecha banda que se prolonga en la vecina Hoja de Vigo (03-12) y hacia el NE en una banda de menor desarrollo longitudinal pero de mayor amplitud de afloramiento. Aparece en contacto únicamente con la formación de paraneises del Complejo Vigo-Tuy con los que presenta contactos claramente intrusivos, estos paraneises aparecen también dentro de la formación de ortoneises de riebeckita en una estrecha banda al N de Zorro (x: 186.000; y: 847.000), que lleva dirección NW-SE y que parece corresponder a un enclave, pero las condiciones de afloramiento no permiten confirmar este punto.

Dentro de estos materiales se desarrolla claramente una foliación planar que es aproximadamente paralela a la esquistosidad S_1 de los paraneises encajantes pero no paralela al contacto entre las dos formaciones.

Aparte de algunos micropliegues locales causados por la actuación de los desgarres tardihercánicos la foliación ha sido plegada a escala regional por la actuación de una segunda fase de deformación (F_2) dando pliegues, de plano axial subhorizontal.

Para la descripción de los ortoneises de riebeckita hemos considerado una facies común (neises normales según FLOOR, P. 1966), que ocupa la mayor parte del afloramiento y unas facies marginales (tipo Zorro y neises de magnetita) que parecen ser diferenciaciones de la facies común producidas durante el metamorfismo hercínico.

A) Facies común (tipo Galiñeiro) (ξ_{Rb}^2)

Estos neises tienen como característica microscópica más importante la presencia de grandes albitas y microclinas generalmente de pequeño tamaño, así mismo es frecuente ver en la muestra de mano cristales radiales de egrina, mica negra (lepidomelana) y más raramente astrofilita y fluorita. Los minerales claros (albita, microclina y cuarzo) constituyen aproximadamente el 90 por ciento de la roca.

En lámina delgada, muestran textura granoblástica iniquigranular en la que los cristales de albita alcanzan hasta 9 mm de dimensión mayor, mientras que cuarzo y microclina normalmente aparecen con tamaños de 0,5 a 1 mm. Las albitas, por otra parte, frecuentemente encierran pequeños cristales de cuarzo generalmente orientados.

Los minerales oscuros generalmente originan una foliación o una textura lineal donde no se observa ninguna cataclasis, aunque en los minerales se observan orientaciones preferentes. Las proporciones de riebeckita, egrina y lepidomelana son muy variables, pues en ocasiones llegan incluso a faltar alguno de ellos.

Como minerales accesorios más frecuentes se presentan: circón en grandes cristales subieliomorfos, fluorita, minerales opacos, xenotima, pirocloro, apatito y más raramente allanita.

B) Neises de microclina (tipo Zorro) ($\xi_{Rb, f}$)

Se localiza el afloramiento de éstos en las proximidades de Zorro (x:186.000; y: 847.000), tienen un tamaño de grano más irregular que las facies común de la que se han diferenciado por la ausencia de fenocristales de albita y la aparición de fenocristales de microclina de hasta 5 mm de dimensión mayor. Por otra parte, los minerales oscuros no aparecen concentrados en bandas sino que se presentan como agregados entre los fenocristales.

La textura de estos neises es más blasto-cataclástica que en la facies común. Los minerales oscuros y los accesorios son prácticamente los mismos que los existentes en los neises tipo Galiñeiro.

La explicación dada para la formación de estos neises (FLOOR, P. 1966) es la siguiente:

Los granitos peralcalinos originales contenían feldespatos peritéticos con pequeñas albitas; probablemente durante la deformación y metamorfismo hercínico se produjese la completa separación de albita y feldespato potásico de las pertitas, pues se ha comprobado la ausencia de microclina dentro

de las albitas de la facies Galiñeiro, este hecho de desmezcla ha permitido la posterior concentración, en áreas favorables del feldespató potásico, originando esta variedad de neises (tipo Zorro).

C) Neises de magnetita ($\xi_{Rb,y}^2$)

Esta facies se presenta también como una facies marginal que se localiza al NE de Galiñeiro (x:185.000; y: 848.000) pasando en un tránsito gradual hacia la facies común; en esta facies disminuyen considerablemente las cantidades de riebeckita y egirina observándose sin embargo un crecimiento de magnetita como mineral oscuro. Las texturas y las proporciones de los minerales claros (cuarzo, microclina y plagioclasa) son análogas a las de la facies común.

FLOOR, P. (1966) explica la formación de magnetita a expensas de riebeckita por un enriquecimiento en oxígeno en estas rocas. Al mismo tiempo, en esta zona se produce un transporte metasomático de sodio, circonio y posiblemente algo de potasio, hacia los paraneises encajantes, cristalizando en la roca encajante una albita postectónica.

4.1.4.3 *Ortonéis con anfíbol y biotita (tipo Herbille)* ($\xi_{FH,b}^2$)

Se presenta en un único afloramiento situado entre Zamanes (x: 187.000; y: 851.000) y Casteira (x: 189.000; y: 849.000) en una estrecha banda de material muy heterogéneo, en el que la foliación generalmente está poco desarrollada y donde no se han observado micropliegues de ningún tipo. Parece ser que las relaciones entre los diferentes litotipos son de hibridación y asimilación (FLOOR, P. 1966).

Los diferentes litotipos encontrados son los siguientes:

A) Rocas oscuras con anfíbol y biotita y plagioclasa básica. En anfíbol generalmente es hornblenda verde; la plagioclasa es oligoclasa-andesina y presenta inclusiones de clinopiroxeno (augita?); la microclina se presenta en intercrecimientos con las plagioclasa más ácidas. Estas rocas (epidioritas) posiblemente representan antiguos gabros ricos en piroxenos. Estos gabros por el metamorfismo regional han transformado los piroxenos en anfíboles y se ha producido una recristalización de pequeños cristales de albita.

B) Rocas oscuras con anfíbol y biotita y plagioclasa ácida. Son rocas que no presentan apenas foliación con una composición muy parecida a las anteriores aunque son menos frecuentes los cristales de clinopiroxeno y son más abundantes los blastos de albita.

C) Rocas con anfíbol y biotita aunque pobres en cuarzo y albita, son

muy parecidas de aspecto a las anteriores aunque mucho menos abundantes, lo más característico es la ausencia de metablastos de albita.

D) Rocas con anfíbil y biotita con abundancia de minerales leucocráticos, son en general, rocas análogas a los neises de riebeckita pero con biotita en vez de anfíbol sódico, esta variedad de rocas presenta a su vez una gran cantidad de litotipos diferentes en los que varían o la textura o las proporciones relativas de los minerales leucocratos.

Según FLOOR, P. 1966, la historia de este complejo de rocas sería como sigue:

Las rocas graboideas serían intruidas por un magma alcalino o peralcalino; este magma asimilaría parte del gabro dando una roca híbrida que actualmente se presentaría transformada por el metamorfismo regional hercínico, esta roca en las proximidades de los relictos de rocas graboideas (epidioritas) es una roca pobre en cuarzo.

El metamorfismo hercínico originó una recrystalización, diferenciación metamórfica y albitización de los diferentes tipos de rocas del complejo, y en realidad es este proceso metamórfico el responsable del actual aspecto de los diferentes litotipos que se encuentran en esta unidad.

4.1.4.4 *Ortonéis radiactivo (tipo San Colmado) (ζ^2_{Ra})*

Se presenta esta variedad en dos únicos afloramientos de unos centenares de m² de extensión, uno junto a la capilla de San Colmado (x: 188.000; y: 850.000) y otro en las proximidades de Zidanes (x: 1880.000; y: 851.000); se trata en realidad de una variedad del ortonéis de riebeckita pero que por su posible interés industrial se ha considerado oportuno estudiarlos por separado.

Macroscópicamente se trata de rocas grises o amarillo-grisáceas, duras y compactas, con textura lepidoblástica y una poco marcada foliación. Al estudiar microscópicamente estas rocas llama la atención poderosamente el alto contenido en circón, xenotima y allanita y el bajo contenido en microclina. Como componentes leucócratas esenciales destacan cuarzo y albita (casi el 75 por ciento del total de la roca), los minerales oscuros más abundantes son biotita (posiblemente lepidomelana), allanita, circón y xenotima. Como minerales accesorios destacan fluorita, apatito, magnetita, ilmenita y pirocloro.

4.2 ROCAS IGNEAS

Las rocas ígneas que afloran en la Hoja de Tuy (04-12) se pueden incluir en dos grandes grupos: granitos hercínicos y granitos prehercínicos;

los primeros a su vez se pueden incluir en las dos grandes series dadas por CAPDEVILA, R. (1966); granitos calcoalcalinos biotíticos (granodioritas) y granitos alcalinos de dos micas (leucogranodioritas). Los granitos prehercánicos no se han incluido en las dos series anteriores pues han sufrido al menos un proceso metamórfico y dos deformaciones que han variado instancialmente el aspecto original de la roca, por lo que su descripción y estudio vamos a realizarlo por unidades cartográficas.

4.2.1 Granitos calcoalcalinos

Dentro de esta serie granítica se han considerado tres tipos diferentes tanto por presentar diferentes facies como por haberse emplazado en momentos diferentes de la historia geológica de la región. Estas tres variedades son:

- Granodiorita precoz (granodiorita de Cereixo (x: 180.000; y: 843.000)).
- Granitos adamellíticos (granitos de Pizás (x: 179.000; y: 840.000)).
- Granodiorita tardía (granitos de Porriño (x:192.000; y: 851.000)).

4.2.1.1 *Granodiorita precoz (granodiorita de Cereixo) (γ_6^2)*

Aparece dentro de la Hoja de Tuy (04-12) en su parte noroccidental en varios afloramientos de escasa entidad superficial dispuestas en bandas discontinuas de dirección N-160-E y casi totalmente asimilados por las intrusiones posteriores de granitos de dos micas, únicamente, en las proximidades del alto de Cereixo aparece un afloramiento de más extensión superficial (5-6 Km²) que se presenta como un conjunto de intrusiones laminares de dirección N-160-E de granodiorita precoz entre las que a su vez intruyen apófisis y diques de granitos de dos micas muy poco homogéneos que contaminan parcialmente a la granodiorita, llegando, en ocasiones, a quedar representada, esta roca, tan sólo por algunos enclaves en los que aún es posible observar los grandes cristales de feldespatos potásico. Estas granodioritas están afectadas por una intensa deformación cataclástica que origina una foliación N-160, 170-E de la roca, en la muestra de mano se puede observar una disposición de las micas paralelas a las caras más desarrolladas de los megacristales de feldespatos potásico y que confiere a la roca un marcado aspecto neísico.

Aparecen relacionadas cartográficamente, estas granodioritas, con dos tipos de rocas: a) con los micaesquistos y paraneises del Complejo Monteferrro-El Rosal, en los que es claramente intrusiva, y b) con los granitos de dos

micas que la instruyen presentando un contacto menos neto, pues se dan frecuentemente procesos de asimilación de la granodiorita por el granito; estos granitos de dos micas intruyen generalmente aprovechando discontinuidades estructurales existentes en la granodiorita. Puede ocurrir que estas granodioritas se emplacen ellas mismas aprovechando discontinuidades originadas (o al menos reactivadas durante la F_1 hercínica (IPMA, P. 1966; PARGA PONDAL, I. 1967)).

No se ha podido observar netamente, en ninguno de los afloramientos las relaciones de la granodiorita con la F_1 hercínica, pero sí es un hecho comprobado que en las láminas estudiadas solamente se observa una foliación planar marcada por planos de dirección N-160, 170-E que coinciden en realidad con las direcciones de S_1 y S_2 hercínica que son homoaxiales; no obstante, en otros macizos de granodioritas precoces estudiadas con anterioridad en Galicia oriental (CAPDEVILA, R. 1966) y en Galicia occidental (FLOOR, P. 1966; ARPS, C.E.S., 1970) se ha considerado a estas granitoides como post-Fase I a pre-Fase II.

En conjunto, por los datos de campo, lo único que podemos afirmar es que estas granodioritas son posteriores a los metasedimentos (posiblemente Ordovícico-Silúrico) del Complejo Monteferro-El Rosal y anteriores a la intrusión de granitos de dos micas deformados por la Fase II.

La muestra de mano nos permite definir las como rocas porfídicas de grano grueso, inequigranulares, con cristales de feldespato potásico que alcanzan hasta 7 cm de dimensión mayor; otros componentes son: plagioclasa, cuarzo, biotita y menos frecuentemente moscovita.

La composición modal media de estas rocas es:

Cuarzo	31,9	Plagioclasa	33,2	Moscovita	1,9
Microclina	12,8	Biotita	20,1	Accesorios	0,1

La plagioclasa subidiomorfa generalmente está zonada, en ocasiones de forma oscilante, presenta un contenido medio en anortita del 26 por ciento.

El feldespato potásico es microclina, se presenta en cristales generalmente idiomorfos, presentan crecimientos peritéticos, más raramente se observan algunos cristales xenomorfos que crecen intersticiales entre cuarzo y plagioclasa.

La biotita presenta pleocroísmo entre verde y marrón y se alteran frecuentemente a biotita verde y/o clorita, y muy frecuentemente presentan signos de moscovitización.

La moscovita generalmente es tardía y se presenta de dos formas: a) en grandes cristales (hasta 7-8 mm) que engloban a todos los demás minerales de la roca, y b) en pequeños cristales subidiomorfos de transformaciones de la biotita.

Los accesorios más frecuentes son: apatito, circón, opacos, clorita (secundaria de biotita), turmalina de procesos de contaminación hidrotermal y sillimanita que posiblemente se presenta como un resto de asimilación de metasedimentos.

4.2.1.2 *Granitos adamellíticos (Granitos de Pinzás) (γ_b^2)*

Aparecen estas rocas, dentro de la Hoja de Tuy (04-12), en su parte noroccidental, en dos afloramientos de relativa importancia superficial. El afloramiento más occidental constituye una banda de contorno casi rectangular de dirección prácticamente N-S y que ocupa una superficie aproximada de 45-50 Km². Cartográficamente se relaciona con las siguientes formaciones: Complejo Monteferro-El Rosal, granodiorita precoz y granitos de dos micas, presentando con todos ellos contactos intrusivos, siendo claramente posterior en su emplazamiento a las restantes formaciones con las que se presenta asociado. El segundo afloramiento de 7-8 Km² de extensión se sitúa al NE del anterior del que le separa una estrecha banda de granitos de dos micas.

No se observa en estos granitoides deformación cataclástica salvo en algunos puntos aislados en los que se puede apreciar una foliación planar de dirección N-170-E que se asocia a posibles desgarres tardihercínicos de la misma dirección.

La muestra de mano nos permite definir la roca como un granito de grano medio a grueso en el que son claramente visibles los cristales de plagioclasa de hasta 8 mm de diámetro máximo, cuarzo, feldespato potásico, biotita y algunas moscovitas.

La composición modal media de estas rocas es la siguiente:

Cuarzo	29,3	Microclina	25,3	Moscovita	2,1
Plagioclasa	29,9	Biotita	13,3	Accesorios	0,1

Las plagioclasas, generalmente zonadas, tienen un promedio del 27 por ciento de anortita (Olig.) con una marcada oscilación de los contenidos de anortita en las diferentes zonas del cristal, suelen presentar los núcleos sericitados, se presentan en cristales subidiomorfos de hasta 8 mm.

El feldespato potásico es microclina, generalmente se presenta en cristales xenomorfos de hasta 5 mm de dimensión máxima con escaso desarrollo de crecimientos peritéticos.

La biotita se presenta con pleocroísmo marrón verdoso y frecuentemente se altera a biotita verde y/o clorita.

La moscovita en la mayoría de los casos es tardía, se presenta en cristales subidiomorfos que engloban a los demás constituyentes de la roca.

Los accesorios más frecuentes son: apatito, circón, opacos, sillimanita de asimilación de metasedimentos, clorita secundaria de biotita y epidota también secundaria.

4.2.1.3 *Granitoides postcinemáticos del macizo circunscrito de Porriño* ("Granitos de Porriño"). (P-2 $\gamma\eta_n^{2,3}$), (${}_2\gamma^{2,3}$) y (3-4 $\gamma\eta_n^{2,3}$)

En el borde oriental de la Hoja, teniendo como límite hacia el W los sedimentos continentales de la planicie de Porriño-Tuy, se encuentra emplazado un macizo intrusivo cuyas facies han sido denominado anteriormente de forma global como "granitos de Porriño" (FLOOR, P. 1966). Las características de este plutón corresponden por lo que se refiere a su geometría y relaciones de emplazamiento, con las descritas por CAPDEVILA, R. (1966) como macizos circunscritos, en la región de Lugo.

En la cartografía geológica se puede apreciar que se trata de un macizo de contornos redondeados, con ligera forma de pera con el vértice hacia el S; en la contigua Hoja de Salvatierra de Miño (05-12) se rompe la continuidad de su borde por una pequeña apófisis lateral. Sus contactos con diversas rocas encajantes son muy netos, mostrando ocasionalmente bordes de enfriamiento ("chilled margin") de sólo algunos centímetros de avance; aunque dentro de la presente Hoja, los afloramientos en las zonas de contacto no son ciertamente favorables, a la observación, se ha podido constatar en Hojas limítrofes cómo el plutón de Porriño corta bruscamente por un lado a las estructuras de la primera fase de deformación hercínica (esquistosidad, lineaciones, estructuras plegadas) presentes en metasedimentos anteordovícicos, y por otro lado a las estructuras de la segunda fase de deformación (foliación mineral, lineaciones) existente en los granitos de dos micas pre-cinematocénicos con esta segunda fase. Su emplazamiento debió tener lugar, por tanto, con posterioridad a la segunda fase. A falta de dataciones de edad absoluta locales, pensamos que este plutón de Porriño se podría incluir en el tipo G4 de CAPDEVILA, R. (1969), al que correspondería una edad aproximada de 260 a 280 millones de años.

Estructuralmente el plutón podría haber intruido como un cuerpo cilíndrico culminado por una cúpula expansiva (estructura de coliflor) a juzgar por la foliación de flujo existente.

Se han diferenciado diversas facies graníticas dentro de la Hoja, mostrando todas ellas como carácter mineralógico general la casi absoluta ausencia de moscovita.

a) **Facies de granodiorita biotítico-anfibólica de grano grueso, porfídica**
($_{p-2}\gamma_n^{2,3}$)

Se puede denominar facies común ya que representa la mayor parte del afloramiento del plutón. Se trata de una roca clara, ligeramente rosada al menos localmente, de grano medio a grueso y con textura porfídica; los fenocristales, son de feldespato (feldespato potásico y plagioclasa). Por su composición la roca es una granodiorita puesto que el feldespato potásico abunda menos que la plagioclasa.

La descripción mineralógica es la siguiente:

El feldespato potásico (microclina) cristaliza idiomórficamente, frecuentemente con maclado según Carlsbad, con zonación y pertitas en finas vénulas; hay inclusiones de pequeñas biotitas dispuestas en alineaciones paralelamente a las caras de crecimiento de los cristales; también es frecuente la textura gráfica y de modo ocasional los fenómenos de sineusis. Siempre está en porcentaje superior al 5 por ciento de la roca.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito idiomorfo y alotriomorfo; es de color blanco lechoso y presenta menor alteración que el feldespato; en cristales de fractura fresca muestra pequeñas facetas brillantes, mientras que por alteración se origina sausriritización y seritización. La composición de la plagioclasa corresponde a andesina o a andesina-oligoclasa, y supera en porcentaje, en todas las muestras estudiadas, al feldespato potásico.

El cuarzo está en cristales de hábito xenomorfo ligeramente redondeados, de color gris oscuro traslúcido o incoloros. Al microscopio suelen mostrar una ligera extinción ondulante.

Contiene habitualmente pequeñas inclusiones de minerales accesorios y de biotita.

La biotita es la mica principal, y se encuentra acompañada corrientemente por clorita y sericita secundarias. Los cristales de biotita tienen dimensiones de 1 a 2 mm y suelen formar agregados en racimos, disponiéndose también en hileras. Entre los minerales accesorios que se observan incluidos en las biotitas son los más frecuentes: rutilo, circón y alanita en algún caso.

El anfíbol monoclinico (hornblenda) es característico por su presencia tanto en esta facies como en la microgranuda ($_{3-4}\gamma_n^{2,3}$), aunque con mayores porcentajes de abundancia en la última. La hornblenda puede presentarse en calidad de mineral principal o accesorio, incluido dentro de los grandes cristales de plagioclasa, pero siempre está en menor proporción que la biotita.

Entre los minerales accesorios se encuentran, además de los ya citados, esfena, apatito y opacos.

b) Facies de granito inequigranular rosado, de grano grueso (${}_2\gamma^{2,3}$)

Se sitúa en el margen occidental del plutón, configurando una banda de 2 a 3 Km de ancho y algunos otros afloramientos aislados.

Tanto la variación mineralógica como la textura entre esta facies y la descrita anteriormente son suficientemente determinativas para su definición, si bien el tránsito de una a otra se produce de forma gradual dentro de pequeños espacios de afloramiento.

Desde el punto de vista químico en la facies de granito inequigranular rosado (${}_2\gamma^{2,3}$) se observa un incremento de K con relación a la facies común; el feldespato potásico y la plagioclasa se encuentran en proporciones equivalentes o bien abunda aquél sobre la segunda, por lo que la roca se clasifica como adamellita o como granito con potasificación.

Texturalmente se difumina el carácter porfídico a favor de una tendencia panxenomórfica inequigranular, donde los cristales de tamaño grueso a muy grueso, por término medio, muestran intercrecimientos en sus bordes aún conservando hacia los núcleos estructuras idiomórficas (caso de los feldespatos y plagioclasas).

Del estudio en lámina delgada se deducen las siguientes particularidades:

El feldespato K (microclina) en cristales de hasta más de 2 cm contiene delgadas vénulas peritéticas de plagioclasa y maclado de Carlsbad (a veces visible a simple vista); también tiene maclado polisintético. La alteración más frecuente observada corresponde a una ligera seritización o caolinización en los núcleos.

En la plagioclasa se distinguen dos generaciones sucesivas de cristales (FLOOR, P. 1966). La más antigua está zonada, con núcleos de oligoclasa básica y anillos de albita o de oligoclasa ácida, con límites interiores de las zonas idiomórficas. La generación siguiente la forman anillos y cristales de plagioclasa débilmente alterados, no presentando una estructura zonal clara sino únicamente un maclado (ley de la albita) discontinuo.

El cuarzo está en cristales alotriomorfos de dimensiones inferiores a 1 cm, de tonos en general gris traslúcidos. Muestra extinción ondulante y mirmequitas.

La biotita es abundante aunque ocupa posiciones intersticiales entre los cristales de mayor talla de los minerales ya citados. Está fuertemente coloreada y concentra en su interior o en su proximidad inmediata la mayor

parte de los minerales accesorios: circón, apatito, esfena, titanita, opacos, alanita. Con alguna frecuencia muestran bordes cloritizados.

En esta facies no se presentan anfíboles.

c) Facies de granodiorita biotítico-anfibólica de grano fino a medio, con fenocristales dispersos ($_{3-4}\gamma\eta_{h}^{2,3}$)

Es una facies mineralógicamente similar a la facies común, pero de granulometría más homogénea con tamaños de fino a medio. El tránsito bastante neto entre ambas facies permite su individualización cartográfica.

Megascópicamente se presenta en afloramientos más melanocratos dentro de la facies común, de dimensiones muy variables y contornos redondeados. La roca se muestra formada por una densa agregación de cristales de menos de 1 mm, entre los que se distribuyen algunos de mayor talla; a simple vista son frecuentes fenocristales de feldespatos idiomorfos, con densidad variable pero que en afloramientos pequeños se aprecia mayor hacia los bordes de los mismos.

La composición mineral corresponde a cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa (andesina y oligoclasa-andesina), biotita y anfíbol monoclinico (hornblenda); el anfíbol se presenta en un porcentaje relativo mayor que en la facies común, adoptando ocasionalmente hábito enracimado o acicular.

Los enclaves de esta facies microgranuda son más escasos hacia los bordes del plutón. Cuando sus dimensiones se reducen a algunos centímetros de longitud (pequeños gabarros elípticos) se les ve orientados según las direcciones de la foliación de flujo del plutón; por el contrario en los afloramientos mayores de esta facies de grano fino, las relaciones con la roca huésped se vuelven más confusas, ya que aparecen múltiples interpretaciones e indicios de enfriamiento y consolidación simultáneos.

4.2.2 Granitos alcalinos

Dentro de esta serie granítica se han considerado en principio dos tipos de diferentes más por presentar características diferentes que por haber emplazado en momentos diferentes de la historia geológica de la región o por presentar características petrográficas diferentes, estos dos tipos diferentes son: granitos cataclásticos y granitos de dos micas poco deformados.

4.2.2.1 *Granitos cataclásticos (granitos de Bayona) ($x\gamma^2$)*

Aparecen, dentro de la Hoja de Tuy (04-12), en su parte occidental en dos afloramientos, uno de grandes dimensiones (unos 50 Km²) entre Bayona (x:173.000; y: 847.000) y Burgueira (x: 174.000; y: 835.000), y otros de 2-3 Km² al sur de Vilachan do Monte (x: 178.000; y: 835.000). Se presenta en contacto únicamente, con los metasedimentos del Complejo Monteferro-El Rosal, este contacto parece estar mecanizado en ocasiones y está interrumpido en su trazado y unas fracturas tardihercínicas de dirección N-60-E que lo desplazan en ocasiones hasta 200 m. Estos granitos están afectados de una intensa deformación cataclástica que origina una foliación N-160, 170-E de la roca; en la muestra de mano se puede observar una disposición de las micas paralela a la foliación de la roca; esta deformación se ha comprobado en el extremo suroccidental de la Hoja que corresponde a la F₂ hercínica. Por otra parte, medidas radiométricas de edades absolutas, hechas en esta formación en las Hojas de Oya (03-12) y La Guardia (03-13) han dado edades de 318 ± 21 m.a. (Van CALSTEREN, P.W.C., 1977) y corresponden según MATTE, Ph. (1969) al período comprendido entre las dos fases de deformación hercínicas.

No se han podido observar, dentro de la Hoja, relaciones con la F₁ hercínica, pero sí es un hecho comprobado que en las láminas estudiadas solamente se observa una foliación marcada por planos de dirección N-160-E, que coincide en realidad con las direcciones de la S₁ y S₂ hercínicas que son homoaxiales, no obstante en la Hoja de Oya (03-12) se ha comprobado en un enclave, casi asimilado, que la S₁ está deformada por pliegues de F₂ con plano axial coincidente con la foliación regional observada.

En conjunto, por los datos de campo, lo único que podemos afirmar es que estos granitos son posteriores a los metasedimentos (posiblemente de edad Ordovícico-Silúrico) del Complejo Monteferro-El Rosal.

En la parte suroccidental del afloramiento de mayores dimensiones se puede diferenciar en campo una facies menos homogénea con una gran cantidad de enclaves con diferentes grados de asimilación (la mayoría casi completamente digeridos) que generalmente suelen estar asociados a diques ácidos; esta facies parece corresponder a unos granitos más alóctonos que los de la facies más homogéneas; incluso en un punto, junto a Burgueira (x: 174.000; y: 835.000) se ha podido observar un fenómeno de greisenización. En muestra de mano y en lámina delgada, los granitos de esta facies son análogos a los de la facies más homogénea.

Son rocas de grano medio, inequigranulares en conjunto aunque gene-

ralmente son equigranulares los minerales leucocráticos (cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa) en micas generalmente de menor tamaño.

La composición modal media de estas rocas es:

Cuarzo	30,6	Plagioclasa	24,4	Moscovita	9,6
Microclina	27,3	Biotita	8,0	Accesorios	0,1

La plagioclasa (oligoclasa-albita) se encuentra muy fracturada, en ocasiones presenta macla polisintética y frecuentes alteraciones a sericita; se presenta en cristales subidiomorfos de hasta 6 mm. En algunos puntos (generalmente dentro de la facies menos homogénea) presenta procesos de albitización y/o moscovitización fundamentalmente en las proximidades de las venas pegmatíticas.

El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos con marcada extinción ondulante y localmente presenta estructura en mortero.

El feldespato potásico es el mineral que mejor soporta la deformación e incluso la alteración, se presenta en cristales subidiomorfos de microclina que alcanzan en ocasiones 1 cm de dimensión mayor.

La biotita con pleocroismo marrón rojizo generalmente está transformándose en clorita y/o moscovita.

La moscovita generalmente tardía, está muy poco alterada, se genera en ocasiones a expensas de plagioclasa y/o biotita.

Los minerales accesorios más frecuentes son: apatito, circón, opacos, clorita (secundaria de biotita), turmalina y rutilo.

4.2.2.2 *Granitos de dos micas poco deformados (γ^2)*

Constituyen las rocas más abundantes en la Hoja de Tuy (04-12), se presentan en un gran afloramiento que ocupa la parte centro-occidental de la Hoja en estudio.

Aparece relacionado cartográficamente con cuatro tipos de rocas: intruyen a la granodiorita precoz y a las formaciones metasedimentarias de los Complejos Monteferro-El Rosal y Vigo-Tuy, y son intruidos a su vez por los granitos adamelíticos de Pinzás.

No se ha podido observar en ninguno de los afloramientos las relaciones con la F_1 hercínica, aunque se han observado foliaciones de F_2 con dirección N-160-E aunque generalmente menos desarrolladas que en los granitos cataclásticos anteriormente descritos por lo que cabe considerar a estos granitos en el conjunto de sus facies como de pre a sinfase II, pues prácticamente siempre es posible apreciar una cierta orientación en sus minerales planares.

Se pueden observar diferentes facies:

- Granitos equigranulares de grano medio a grueso (facies común).
- Granitos porfiroides.
- Granitos equigranulares de grano medio a fino.
- Granitos moscovíticos.

Aunque estas facies son difíciles de representar cartográficamente con precisión, pues se encuentran muy entremezcladas unas con otras y la cobertura vegetal y de suelos es generalmente muy importante.

a) Granitos equigranulares de grano medio a grueso

Es la facies más extendida de los granitos poco deformados y por tanto vamos a considerarla como la facies común; presenta un tamaño de grano del orden de 5 mm; sus componentes principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita; la composición modal media es:

Cuarzo	21,9	Plagioclasa	22,6	Biotita	7,0
Microclina	42,6	Moscovita	5,8	Accesorios	0,1

El cuarzo presenta frecuentemente extinción ondulante, aparece en cristales de 2–4 mm, subidiomorfos.

El feldespato potásico es siempre microclina, se presenta en cristales hipidiomorfos de cuarzo, plagioclasa y biotita; con frecuencia se observan finos crecimientos perfiticos, presenta en ocasiones intercrecimientos mirmequíticos con las plagioclasas y más raramente con el cuarzo.

La plagioclasa es albita-oligoclasa ácida y únicamente en las pequeñas plagioclasas encerradas en los cristales de microclina el contenido en anortita alcanza el 16 por ciento (FLOOR, P. 1966) en las zonas centrales, presentando bordes de albita pura.

Las láminas de moscovita están mucho más desarrolladas que las de biotita y no es raro que formen crecimientos simplectíticos. En la mayoría de las ocasiones rodean a la biotita como creciendo a expensas de ella y normalmente no está incluida en otros minerales.

La biotita presenta pleocroísmo marrón-rojizo y es generalmentemente abundante que la moscovita; se altera fácilmente a biotita verde y clorita.

Los accesorios más frecuentes son: apatito, circón, rutilo, opacos, clorita (secundaria) y sillimanita procedente de asimilación de metasedimentos.

b) Granitos porfiroides

Se han considerado como una facies de borde de los anteriores granitos. Presentan las mismas características minerales que la facies común salvo lo que se refiere al feldespato potásico que se presenta en cristales de hasta 2

cm de dimensión mayor que no tiene orientaciones preferentes. Se encuentra esta facies normalmente en las proximidades al contacto con los granitos adamellíticos de Pinzás.

c) Granitos equigranulares de grano medio a fino

Se consideran estos granitos como diferenciados algo más tardíos (en su emplazamiento) que la facies común; se presentan en apófisis que intruyen en la facies de grano medio a grueso en la que producen una intensa moscovitización, y ocasionalmente una asimilación parcial.

Presentan las mismas características mineralógicas que las facies anteriores salvo en la proporción biotita/moscovita que es mucho más baja en esta facies. En el momento de su emplazamiento debían de estar acompañadas de una elevada cantidad de volátiles pues producen una intensa contaminación (moscovitización y albitización) de los granitos encajantes.

d) Granitos moscovíticos

En algunos puntos, generalmente en los bordes del macizo de granitos de dos micas aparecen algunos diques de granitos moscovíticos de grano fino que se han considerado como unos diferenciados más tardíos (en su emplazamiento) que la facies de grano medio a fino; tienen como característica notable la presencia de granates subidiomorfos de más de 5 mm de diámetro.

El cuarzo se presenta en granos redondeados con extinción ondulante, en el mineral más abundante y el tamaño máximo de grano difícilmente supera los 2 mm.

La microclina generalmente es xenomorfa, presentando una caolinización incipiente en la mayoría de los casos; son frecuentes en ella los crecimientos peritéticos.

La plagioclasa es subidiomorfa con un bajo contenido en anortita (albita) y generalmente presentan bordes corroídos.

La moscovita es prácticamente la única mica existente, por lo general es un mineral de cristalización tardía que en ocasiones aparece incluso como producto de alteración de la albita.

Los accesorios más frecuentes son: granate, circón, apatito, opacos, rutilo y biotita.

4.3 ROCAS FILONIANAS

Dentro de la Hoja de Tuy (04-12) se desarrolla una importante manifestación filoniana, fundamentalmente desde el valle del río Louro hasta el borde occidental de la Hoja; las manifestaciones filonianas existentes las hemos englobado en tres grandes grupos: doleritas, anfíbolitas y diques ácidos en general.

4.3.1 Doleritas

Se presentan únicamente en un dique de 20-30 m de potencia en Monteferro (x: 173.000; y: 851.000) aunque su continuidad lateral no se puede observar por la gran cantidad de cobertera vegetal que se desarrolló en la zona. En la memoria explicativa de la Hoja de Tuy (04-12) (I.G.M.E, 1953) se cita la continuidad de este dique (prolongándose bajo la ría de Bayona) en la península de Santa Marta (x: 174.000; y: 847.000), pero hoy en día las obras realizadas en la zona no nos han permitido observarlo.

El emplazamiento de estos diques se efectúa aprovechando probablemente, las antiguas fracturas distensionadas de dirección N-S, aunque no se puede saber con certeza en qué momento de la historia geológica de la región se produjo el emplazamiento.

Se presentan con acusada disyunción en bolas que suelen estar englobadas en un suelo de alteración de las pizarras encajantes, presentan color verde grisáceo con textura subofítica y generalmente poco compacta.

La composición mineralógica es la siguiente: plagioclasa (labradorita) y augita como componentes principales, y como accesorios, epidota, biotita, hornblenda, opacos y epidota (secundaria).

El grado de alteración de la roca es, en general, muy elevado con procesos de sausrización de las plagioclasas y alteración de piroxenos y anfíboles a productos cloriticos.

4.3.2 Diques ácidos

Bajo esta denominación se han recogido un conjunto de manifestaciones filonianas que se desarrollan fundamentalmente durante los últimos episodios del emplazamiento de los granitos alcalinos, entre los diferentes tipos de manifestaciones ácidas podemos citar: cuarzo, pegmatitas, pegmatitas y microgranitos.

Los diques de cuarzo son generalmente de poco espesor y presentan una escasa continuidad lateral, no son frecuentes, en la zona estudiada las mine-

realizaciones de ningún tipo, salvo en algunos diques situados en el Complejo Monteferro-El Rosal en los que se encuentran algunos grandes cristales de andalucita rosada.

Los diques de pegmatitas son más frecuentes en las proximidades del contacto del Complejo Vigo-Tuy con los granitos de dos micas; en los paraneíses de este complejo intruyen en ocasiones diques de hasta 20 m de potencia. Además de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, las pegmatitas contienen turmalina, moscovita (muy abundante), biotita y algunos granates. Al SW de Zorro (x: 185.000; y: 848.000) se presenta un gran dique de pegmatitas que se ha explotado para extraer feldespato potásico y en el que se encuentran algunos cristales de berilo de hasta 40 cm de longitud; estos berilos son de color blanco lechoso y no transparente. También PARGA PONDAL cita cristales de berilo en unas pegmatitas que intruyen en los granitos de dos micas en las proximidades del monte Aloya (x: 187.000; y: 842.000).

Las pegmatitas se presentan muy extendidas por todo el área de la Hoja estudiada, se pueden considerar como las rocas filonianas más abundantes en la zona de estudio; presentan la misma composición mineralógica que las plagioclasas aunque texturalmente varían en ocasiones, pues con relativa frecuencia es posible observar una textura sacaroidea de grano muy fino en diferentes puntos de los diques.

Los microgranitos son los diques ácidos menos frecuentes; son en realidad granitos moscovíticos de grano muy fino y ocasionalmente muy pobres en feldespato (plagioclasa y microclina), en estas ocasiones están constituidos casi exclusivamente por cuarzo y moscovita; en otras ocasiones (menos frecuentes) la roca tiene biotita relativamente abundante más que moscovita, aunque presentado en todo caso plagioclasa ácida.

4.3.3 Anfibolitas

Se han encontrado algunos diques de anfibolitas de grano fino en los paraneíses de la carretera de Vincios (x: 184.000; y: 850.000) a Porriño (x: 192.000; y: 851.000). Estas rocas son intrusivas en los paraneíses y se presentan como xenolitos en el complejo de ortonéis del NE (FLOOR, P., 1966), este hecho junto a que se presentan en los paraneíses tan sólo en las proximidades del citado complejo (Hoja de Vigo 04-01) hace pensar que están relacionadas en origen con el ortonéis. En lámina delgada presentan textura blastoporfídica, los minerales principales son plagioclasa y hornblenda verde.

Mientras que en las rocas encajantes (paraneíses) se observan defor-

maciones penetrativas (S_2 hercínica), estos diques (posiblemente antiguas doleritas) han actuado como cuerpos competentes y la deformación en ellos no es penetrativa quedando reducida a un boudinage del dique.

En lámina delgada las plagioclasas se presentan en agregados de pequeños cristales, subparalelos con contenidos en anortita muy variables, (40-70 por ciento); estos agregados de plagioclasa están inmersos en una masa de hornblenda verde de grano fino que generalmente no presenta orientaciones preferentes. Los minerales accesorios más frecuentes son: biotita (en pequeños agregados) titanita, circón y en ocasiones cummingtonita.

Hay un grupo de anfibolitas que generalmente presentan algunos pequeños cristales de cuarzo y en las que las texturas han sido modificadas notablemente por el metamorfismo regional lo que no permita precisar con certeza si su origen es ígneo o sedimentario.

4.4 PROCESOS DE MIGMATIZACION

En los enclaves de metasedimentos existentes en los granitos alcalinos es frecuente observar un proceso de asimilación más o menos avanzado que en ocasiones llega a producir la asimilación prácticamente total del metasedimento; sin embargo, lo más frecuente es que este proceso alcance un grado intermedio con fusión parcial de la roca englobada por los granitos, dando una serie de estructuras, migmatitas muy variadas en conjunto.

En los metasedimentos este proceso de asimilación está acompañado casi siempre por un incremento de la intensidad del metamorfismo regional al que estaba sometida la roca original, pues la intrusión de los granitos alcalinos es ligeramente posterior casi siempre al paroxismo del metamorfismo regional; este aumento de la intensidad de metamorfismo está marcado por la aparición de silimanita en los enclaves esquistosos y en algunas muestras de granitos de las zonas próximas a la zona de mezcla.

En la granodiorita precoz el proceso de migmatización se manifiesta por una moscovitización de la roca (crecimiento de moscovita expensas de biotita y feldespato) y una fusión parcial de la roca con albitización de los feldespatos.

4.5 PROCESOS DE METASOMATISMO

Se han observado en la zona de estudio dos claros procesos metasomáticos, uno en los paraneises con anfíbol y biotita con una contaminación

por sodio procedente de los neises paracalinos, y otro producido en las rocas graníticas por la impregnación de líquidos hidrotermales y/o neumatolíticos durante el emplazamiento de los diques de pegmatitas y/o pegmatilitas.

Al S de Zamanes (x: 187.000; y: 850.000) en la zona paraneises de anfíbol y biotita se produce después de los movimientos de transposición de la F_1 hercínica, una contaminación de la roca por fluidos que, procedentes de los ortoneises de riebeckita, habían sido liberados durante la actuación de la F_1 . Estos fluidos producen en la roca encajante una albitización de los metablastos de plagioclasa (oligoclasa), junto con el crecimiento, en las proximidades de los ortoneises de algunos cristales de feldespato potásico, también es frecuente observar el crecimiento, junto a los porfiroblastos de albita, de agujas de rutilo y pequeños prismas de circón. La formación de estos fluidos ricos en sodio y potasio, la basa FLOOR, P. (1966), en la separación de las dos fases (albita y microclina) por procesos de desmezcla de las pertitas existentes en la roca ígnea originaria de los ortoneises de riebeckita. Los porfiroblastos de albita no están nunca deformados por lo que se piensa que el proceso de contaminación es contemporáneo o ligeramente posterior a la actuación de la F_1 hercínica.

Los procesos de contaminación producidos en las rocas graníticas se limitan a una intensa moscovitización, y en ocasiones albitización de los feldespatos en las proximidades de las venas hidrotermales (pegmatitas y/o pegmatilitas) o de las apófisis de granitos más tardíos (granitos de grano fino y/o moscovítico).

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Una rápida panorámica de la zona cubierta por la presente Hoja, desde el punto de vista de aprovechamiento de los recursos naturales, pone de manifiesto la variada gama de materiales rocosos aflorantes, que dan asiento a un cierto número de explotaciones, generalmente de poca envergadura, salvo en la facies marginal de los granitos de Porriño.

Revisten menor interés, sin embargo, los yacimientos mineros que en algunos intentos de calcitas en la parte SE del Complejo Vigo-Tuy tienen su máxima representación.

En relación con el agua subterránea también existen capitulaciones de cierta importancia así como algunas áreas no explotadas que podrían constituir, en principio, zonas hidrogeológicamente favorables.

COMPOSICION QUIMICA DE LAS PRINCIPALES FORMACIONES

FACIES	ROCAS GRANITICAS							ORTONEISES					R.F. ILLONIAN	PARANEIS.
	γ^2	γ_b^2	γ^2	$x\gamma^2$	$2\gamma^{2,3}$	$p.2\gamma^2_{H^2,3}$	$3-4\gamma^2_{H^2,3}$	γ_b^2	$\gamma_{Fh,b}^2$	$\gamma_{Rb,f}^2$	γ_{Rb}^2	$\gamma_{Rb,y}^2$	$F_{\frac{2,3}{A}}$	γ_{Pb}^2
	18	9	3	5	4	4	3	3	2	2	4	2	1	2
Núm. de muestras	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	73,87(1,14)	71,84(1,66)	72,59	74,19(0,59)	73,75(1,54)	70,91(0,87)	66,62	76,57	71,99-45,12	75,09-64,15	74,08(0,79)	72,76	47,00	76,52-68,41
TiO ₂	0,15(0,09)	0,25(0,12)	0,37	0,17(0,10)	0,19(0,14)	0,30(0,06)	0,70	0,08	0,17-2,05	0,08-0,80	0,14(0,04)	0,21	1,17	0,54-0,72
Al ₂ O ₃	14,87(0,80)	15,51(0,59)	15,15	14,60(0,49)	13,50(0,69)	14,19(0,57)	15,01	11,91	14,01-21,18	10,32-16,56	10,46(0,67)	12,01	15,31	12,51-15,39
*Fe ₂ O ₃	1,05(0,56)	1,80(0,40)	2,00	1,14(0,31)	2,04(0,67)	2,81(0,19)	5,27	1,05	2,58-11,03	6,09-6,45	4,89(0,67)	3,25	11,85	4,04-5,09
Mg O	0,25(0,16)	0,58(0,26)	0,48	0,24(0,08)	0,24(0,08)	0,49(0,11)	1,13	0,20	0,07-3,38	0,06-1,06	0,29(0,13)	0,05	8,49	1,26-2,15
Mn O	0,018(0,013)	0,026(0,010)	0,033	0,019(0,005)	0,04(0,02)	0,06(0,02)	0,071	0,021	0,023-0,156	0,022-0,068	0,052(0,02)	0,044	0,247	0,066-0,004
Ca O	0,40(0,11)	0,97(0,63)	0,53	0,39(0,13)	0,92(0,45)	1,51(0,22)	2,86	0,40	0,21-11,12	0,07-1,35	0,22(0,19)	0,44	12,65	0,37-0,97
Na ₂ O	2,59(0,75)	3,12(0,44)	2,42	2,60(0,44)	3,04(0,21)	3,25(0,11)	3,62	3,16	4,38-2,24	3,94-3,81	4,00(0,46)	4,24	1,87	0,80-2,34
K ₂ O	5,02(0,90)	4,17(0,74)	5,05	4,81(0,51)	5,07(0,69)	4,71(0,19)	3,27	4,84	5,14-1,42	2,39-4,49	4,28(0,17)	4,85	0,01	1,75-2,51
P ₂ O ₅	0,10(0,05)	0,11(0,05)	0,07	0,08(0,03)	0,15(0,05)	0,14(0,05)	0,21	0,07	0,10-0,13	0,11-0,18	0,12(0,07)	0,11	0,20	0,21-0,18
M V	1,41(0,46)	1,35(0,30)	1,09	1,49(0,31)	1,48(0,16)	1,31(0,21)	1,35	1,49	1,22-1,42	1,59-0,91	1,53(0,25)	1,63	0,96	1,50-1,74
TOTAL	99,78	99,74	99,86	99,75	99,84	99,70	99,81	99,79	99,97-99,29	99,78-99,85	99,59	99,59	99,75	99,57-99,54

Análisis realizados por el Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad de Salamanca

(*) En Documentación Complementaria existe un amplio Informe sobre el quimismo y la evolución de estas rocas.

* Fe total

5.1 MINERIA

Prácticamente la actividad minera del presente estudio ha quedado limitada a la apertura de una serie de calicatas siguiendo unos diques de cuarzo que se encajan en los granitos de dos micas en las proximidades de Guillarey (x: 192.000; y: 840.000), estas calicatas de exploración minera fueron hechas para la investigación de estaño y wolframio.

5.2 CANTERAS

En la Hoja de Tuy (04-12) se extraen en la actualidad cuatro tipos de materiales en explotaciones a cielo abierto: granitos de dos micas poco deformados, granitos tardíos (granitos de Porriño), pegmatitas y arcillas.

Los granitos de dos micas se explotan únicamente como rocas de construcción estrayéndose bloques de sillería en un gran número de pequeñas canteras que se localizan entre Vincios (x: 184.000; y: 850.000) y Ribadelouro (x: 190.000; y: 844.000), estas explotaciones se realizan en plan familiar y con muy pequeño volumen de producción.

Se ha señalado también una cantera en activo para la obtención de áridos de machaqueo a partir del granito de dos micas, se localiza en las proximidades de Vincios (x: 190.000; y: 844.000). Existen también diversos frentes abandonados que se dedican a esta finalidad.

En las proximidades de Pontevedra (x: 179.000; y: 842.000) se localiza también una cantera activa de la que se extraen áridos y bloques de sillería de granitos adamellíticos.

En las proximidades de Porriño se explotan en la actualidad un número considerable de canteras para la obtención de rocas de construcción. El material explotado con más intensidad es la facies de granitos rosados inequigranulares de grano grueso, dentro del denominado en la presente Memoria macizo circunscrito de Porriño; este tipo de roca se destina a sillería en gran parte, pero quizás su aplicación más rentable es como roca ornamental, mediante un proceso de corta en planchas y pulido; esta variedad se denomina comercialmente "Rosa Porriño" y se ubica su explotación casi exclusivamente en la zona de Atios (x: 194.000; y: 849.000) y Porriño (x: 193.000; y: 851.000).

Otra variedad explotada corresponde a la facies común granodiorítica del citado macizo de Porriño; comercialmente se conoce como "Gris perla" y tiene una mayor diseminación de frentes de explotación, destinándose fundamentalmente a piedra de sillería.

La característica general de este conjunto de explotaciones, salvo contadas excepciones, es la obtención de pequeños volúmenes de extracción, siendo con gran frecuencia empresas de tipo familiar las dedicadas a este sector. Únicamente en la ya citada zona de Atios-Porriño se ha observado una mayor amplitud y racionalización de la actividad extractiva.

A unos 2 km al SE de Atios, junto a la pequeña localidad de Insuas (x:195.000; y: 848.000) existe una explotación abandonada de feldespato potásico; las labores fueron realizadas a cielo abierto, aunque existen indicios de pequeñas galerías; la explotación se estableció en un dique de cuarzo y feldespato de unos 40 m de potencia, de dirección N-S y buzamiento 40° W. El material extraído se dedicaba a la industria cerámica como aditivo en la fabricación de lozas y porcelanas.

Al SE de Zorro (x: 185.000; y: 848.000) también se ha explotado un dique pegmatítico para la obtención de feldespatos; esta explotación se realiza intermitentemente y sus productos se elaboran en la industria cerámica.

5.3 HIDROGEOLOGIA

El elevado índice pluviométrico de esta región (superior a 1.200 mm al año) y la notable impermeabilidad del sustrato, condicionan una elevada escorrentía con unos coeficientes de percolación e infiltración profunda relativamente bajos. En consecuencia, los caudales subterráneos susceptibles de captación y alumbramiento son generalmente muy limitados. Es frecuente observar en toda la región socavones y calicatas de algunos metros de profundidad y varias docenas de metros de longitud para obtener caudales que difícilmente superan los 0,5 l/seg.

Constituyen acuíferos de cierta importancia los aluviales y/o terrazas del Miño, Louro y del Miñor, gracias de una parte a la elevada permeabilidad de estos materiales, y de otra, a las pequeñas, si no nulas fluctuaciones estacionales del nivel de inundación de los ríos.

En líneas generales, puede decirse que el sustrato ígneo y metamórfico constituyen formaciones poco permeables. En la capa cortical pueden, sin embargo, asentarse acuíferos locales de cierta importancia, que podrían proporcionar, mediante las adecuadas captaciones (zanjas, socavones poco profundos, etc.) caudales pequeños pero de notable continuidad, aprovechables sobre todo para usos domésticos.

En algunas zonas, generalmente coincidentes con los grandes desgarres

tardihercínicos se pueden encontrar estructuras favorables (intersección de dos fracturas) para, mediante captaciones adecuadas, obtener caudales (no muy grandes) de notable continuidad.

6 BIBLIOGRAFIA

- APALATEGUE, O. (1977).— Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Anticlinal de Olló de Sapo y Sinclinal del Sil en las proximidades del Barco de Valdeorras". *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXVIII—III.
- ARPS, C.E.S. (1970).— "Petrology of a part of the western galician basement between the ria Jallas and the ria de Arosa (NW Spain) with emphasis on Zircon investigation". *Leids. Geol. Meded.* pp. 57-155.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph (1975).— "Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation". *Tectonophysics*. 25. Elsevier Sc. Publish. Co. Amsterdam.
- BARD, J-P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1973).— "Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen". *Nature Physical Science*. vol. 241.
- BARROIS, Ch. (1882).— "Recherches Sur les terrains anciens des Asturies et de Galice". *Nen. Soc. Geol. Nord.* T. 2, núm. 1. Lille.
- BIROT, P. y SOLE SABARRIS, L. (1954).— "Recherches morphologiques dans le nord-ouest de la Péninsule Iberique". *C.N.R. 5 Mem. et Docum.* T. IV. París.
- BIROT, P. y SOLE SEBARRIS, L. (1954).— "Recherches morphologiques dans le NW de la Peninsula Iberique". *Publ. Inst. Geol.* Univers. Barcelona, 1954.
- BUISKOOL TOXOPEUS, J.M.A.; HA ALEBOS, P.E.M. and van OVERMEEREN, F. A. (1978).— "An outline of the petrology and structural geology of the Hercynian complex south of Vigo (Pontevedra, Sapain)". *Cuad. Sem. Est. Cerámicos Sargadelos*. núm. 27, pp. 93-110.
- CAPDEVILA, R. (1973).— "Nature, origine et répartition des plutonites varisques dans la plaque iberique". *1^a Révm. Ann. Sci. Terre*, Paris (S.G.F.): p. 117 (Resumé).
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G. et FLOOR, P. (1973).— "Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique". *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 15, (3-4); pp. 209-228.

- CAPDEVILA, R. (1967).— "Extensión du métamorphisme regional hercynienne dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galicie Oriental, Asturies, León)". *C.R. Somm. Soc. Geol. de France*, fasc. 7, Paris.
- CAPDEVILA, R. (1969).— "La matamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynienne Galice Nord-Orientale (NW de l'Espagne)". *Tesis Doctoral. Fac. Sc. de Montpellier. Univ. de Montpellier*.
- CAPDEVILA, R. y 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. Madrid.
- CAPDEVILA, R. y VIALETTE, Y. (1970).— "Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynien ne Galice moyenne (N—W de l'Espagne)". *C.R. Acad. Soc.*, t. 270.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1975).— "Las series anteorдовícicas del Sistema Central". *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXVI—VI.
- CARLE (1940).— "Gänge als Zeitmarken un tektonische Bezugstflächen. Mit einem Beitrag zur regionalen Geologie Galiciens (Nordwestspanien)". *Geolog. Rundsch.* Bd. XXXI, Heft 314, pp. 230-240. Stuttgart.
- CORRETGE, L.G.; UGIDO, J.L. y MARTINEZ, F.J. (1977).— "Les series grahitiques varisques du secteur centre-occidental spagnol. La chaîne varisque d'Europe Moyenne et occidental". *Coll. intern. C.R.N.S.*, Rennes, núm. 243, 1977, pp. 453-461, 4 fig.
- DEBRENNE, F. y ZAMARRENO, I. (1975).— "Sur la faune d:Archécya-thes de la Formation Vegadeo et leur vapport, avec la distribution des facies carbonatés, dans le NW de l'Espagne". *Brev. Geol. Austrica*, año XIX, núm. 3.
- DIVISION DE GEOLOGIA DEL IGME (1974).— Mapa Geológico de España, 1:50.000, ALLARIZ, 7-11". *Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- DIVISION GEOLOGIA DEL IGME (1974).— Mapa Geológico de España, 1:50.000, NOGUEIRA DE RAMUIN, 7-10". *Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- DROT, J. y MATTE, Ph. (1967).— "Sobre la presencia de capas del Devónico en el límite de Galicia y León (NW de España)". *Not. y Com. I.G.M.E.*, núm. 93. Madrid.
- FERRAGNE, A. (1972).— "Le Precambrien et le Paleozoique de la Province d'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne)". *Thèse de doctorat d'état és Sciences Naturelles. Universidad de Burdeos*.
- FLOOR, P. (1966).— "Petrology of an aegirine-riebeckita gneises-bearing

- part of the Heiperian massif: The Galíñeiro and the surrounding areas, Vigo, Spain". *Leids Geol. Meded.* Vol. 36, pp. 1-204.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935).— "Criaderos de Hierro de España". *Mem. I.G.M.E.*, t. IV. Madrid.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942).— "El sistema Siluriano. Explicación del nuevo mapa geológico de España". *I.G.M.E.* Madrid.
- IGME (1953).— "Mapa geológico de España, Hoja núm. 261, Tuy.
- IGME (1954).— "Mapa geológico de España, Hoja núm. 260, Oya".
- IGME (1956).— "Mapa geológico de España, Hoja núm. 299, La Guardia".
- IGME (1972).— "Mapa Metalogenético de España, E. 1:1.500.000. Mapa previsor de mineralizaciones de Estaño".
- IGME (1972).— "Mapa Metalogenético de España, E. 1:1.500.000. Mapa previsor de mineralizaciones de Wolframio".
- I.N.E. (1970).— "Censo de Población de España".
- JARITZ, V. y WALTER, R. (1970).— "Faziesuntersuchungen in Altapaläozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo)". *Geol. J.B.*, vol. 88, Hannover.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A. y TRUYOLS, J. (1972).— "L'Espagne pendant l'Ordovicien Silurien". *Bull. Soc. Mineral. de Bretagne*. Ser. C, t v, fasc.1.
- LAUTENSACH, H. (1928) (Traducción portuguesa).— "Formação dos terraços interglaciares do Norte de Portugal e as suas relações com os problemas da época glaciária". *Publ. da Soc. Geol. de Portugal*, Porto, 1945.
- LOTZE, F. (1961).— "Sobre la estratigrafía del Cámbrico español". *Not. y Com. I.G.M.E.*, t. 75. Madrid.
- LLOPIS, N. y FONTBOTE, J.M. (1959).— "Estudio geológico de la Cabrera Alta (León)". *Dpto. Geogr. Aplicada Inst. Elcano. C.S.I.C.* Zaragoza.
- MARCOS, A. (1970).— "Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico Superior en el Occidente de Asturias (NW de España)". *Brev. Geol. Astúrica*, año 14, núm. 2. Oviedo.
- MARCOS, A. (1973).— "Las series del Paleozoico Inferior y la estructura hercínica del occidente de Asturias (NW de España)". *Trabajos de Geol. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*, núm. 6.
- MARTINEZ-GARCIA, E. (1972).— "El Silúrico de San Vitero (Zamora), comparación series vecinas e importancia orogénica". *Acta Geol. Hispánica*, año 7, núm. 4. Barcelona.
- MATTE, Ph. (1963).— "Sur la structure du Paléozoïque de la Sierra de Caurel (NW de l'Espagne)". *C.R. Somm. Soc. Geol. de France*, fasc. 7. París.

- MATTE, Ph. (1964).— “Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale”. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 259.
- MATTE, Ph. (1964).— “Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (NW de l'Espagne)”. *C.R. Somm. Soc. Geol. de France*, fasc. 2. Paris.
- MATTE, Ph. (1968).— “La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)”. *Travaux du Laborat. de Geol. Fac.c. de Grenoble*. T. 44.
- MATTE, Ph. (1969).— “Les kink-bands. E emple de deformation tardive dans l'hercynien du nord-ouest de l'Espagne”. *Tectonophysics*. 7 (4). Elsevier Publish. Co. Amsterdam.
- MATTE, Ph. y CAPDEVILA, R. (1973).— “La estructura de la chaîne hercynienne dans l'Est de la Péninsule ibérique”. *C.R. Acad. Sc. Paris*. T. 176.
- MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1975).— “Forme et orientation de l'ellipsoïde de deformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèse sur la genèse de l'are ibéro-américain”. *C.R. Acad. Sc. Paris*. T. 280.
- MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1967).— “Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes mappes ou extrusions?”. *C.R. Acad. Sc. Paris*. Núm. 264.
- NOLLAU, G. (1965).— “Ein Intrusivdiabas im Altpaläozoikum der Montes de León in Norewestspanien und seine antometamorphen bis epizonal regionalmetamorphen Einformengen”. *Beitr. Miner. Petr.*, vol. 11. Heidelberg.
- NOLLAU, G. (1966).— “El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el Oeste de la Provincia de León (España)”. *Not. y Com. I.G.M.E.*, núm. 88. Madrid.
- NOLLAU, G. (1966).— “Spuren pleistozäver vereisung ind der Sierra del Teleno (NW Espanien)”. *N.J.B. Geol. Paläont. Min.*, vol. 9. Stuttgart.
- NOLLAU, G. (1968).— “Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der Montes de León zwischen Astorga und Ponferrada in Norwest-Spanien”. *Geotekt Forch.*, núm. 27. Stuttgart.
- NONN, H. (1966).— “Les regions cotières de la Galice (Espagne). Etude geomorphologique”. *Public. Fac. Lett. de l'Université de Strasbourg*.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph. y CAPDEVILA, R. (1964).— Introduction a la geologie de “l'Oillo de Sapo”. Formation porphyroïde antesilurienne du nord-ouest de l'Espagne”. *Not. y Com. I.G.M.E.*, núm. 76. Madrid.
- PARGA PONDAL, I. (1967).— “Datos geológicos petrográficos de la pro-

- vincia de La Coruña" in "Estudio agrobiológico de la provincia de La Coruña". *Ed. Instituto de Investigaciones Geológicas y Agrobiológicas de Galicia (C.S.I.C.)* 5-47.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1974).— "Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas". *Brev. Geol. Astúrica*, año XVII, núm. 2. Oviedo.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1974).— "La sucesión ordovícica en el dominio del Alto Sil (Zona Astur-Occidental leonesa, NW de España)". *Brev. Geol. Astúrica*, año XVIII, núm. 4. Oviedo.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1975).— "La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Astur-Occidental leonesa (W de León, NW de España)". *Tesis doctoral. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*.
- PRADO, C. de, (1857).— "Lettre a M. de Verneuil sur les terrains Siluriens del Asturias". *Bull. Soc. Geol. de France*, 2ª Serie, t. XV. París.
- RIEMER, V. (1963).— "Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo (Spanien)". *N.J.B. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 117.
- RIEMER, V. (1965).— "Untersuchungen am Ostrand galicischen Provinz Lugo (Spanien)". *N.J.B. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 121.
- RIEMER, W. (1966).— "Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia". *Not. y Com. I.G.M.E.*, núm. 81. Madrid.
- SLUITER, W.I. y PANNEKDEK, A.J. (1964).— "El Bierzo, étude sédimentologique et geomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne". *Leid. Geol. Mededelingen*. DL 30.
- SOLE SABARIS, L. (1951).— "Geografía física de la Península Ibérica, Tomo 3". *Geografía de España y Portugal*. 1951, Barcelona.
- SOLE SABARIS, L. (1958).— "Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta española en el sector de Zamora". *Brev. Geol. Ast.* 1958.
- TEX, E. den FLOOR, P. (1971).— "A synopsis of the geology of western Galicia". *Dept. Petrology. Mineral Geol. Inst. Leiden*. Holanda.
- TEIXEIRA, C. (1946).— "Os terraços da parte portuguesa do rio Minho". *Com dos Serv. Geol. de Portugal* 33. Lisboa, 1946.
- VAN CALSTEREN, P.W.C.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; PRIEM, H.N.; den TEX, E.; VERDURMEN, E.A. th., and VERSCHURE, R.M. (1977).— "Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the hercynian orogen of N.W. Spain: manifestations of a presumed early paleozoic mantle-plume". *Verhandelint N.R.2 Z.W.O. Lab. voor isotopen-geologie*, pp. 25-46. Amsterdam.
- VIDAL BOX, C. (19).— "Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño". *Bol. R.S.E.H.N.*

YPMA, P. (1966).— "Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia occidental (España)". *Leids. Geol. Meded.*, 36, 279-291.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA