

ESTUDIO PETROLOGICO Y GEOQUIMICO DE LAS ROCAS
GRANITICAS DEL SUR DE GALICIA (2ª FASE).

CARACTERIZACION PETROLOGICA Y GEOQUIMICA DE LA ALINEACION GRANITICA DE ONS-LA
GUARDIA.

25057

CARACTERIZACION PETROLOGICA Y GEOQUIMICA DE LA
ALINEACION GRANITICA DE ONS-LA GUARDIA.

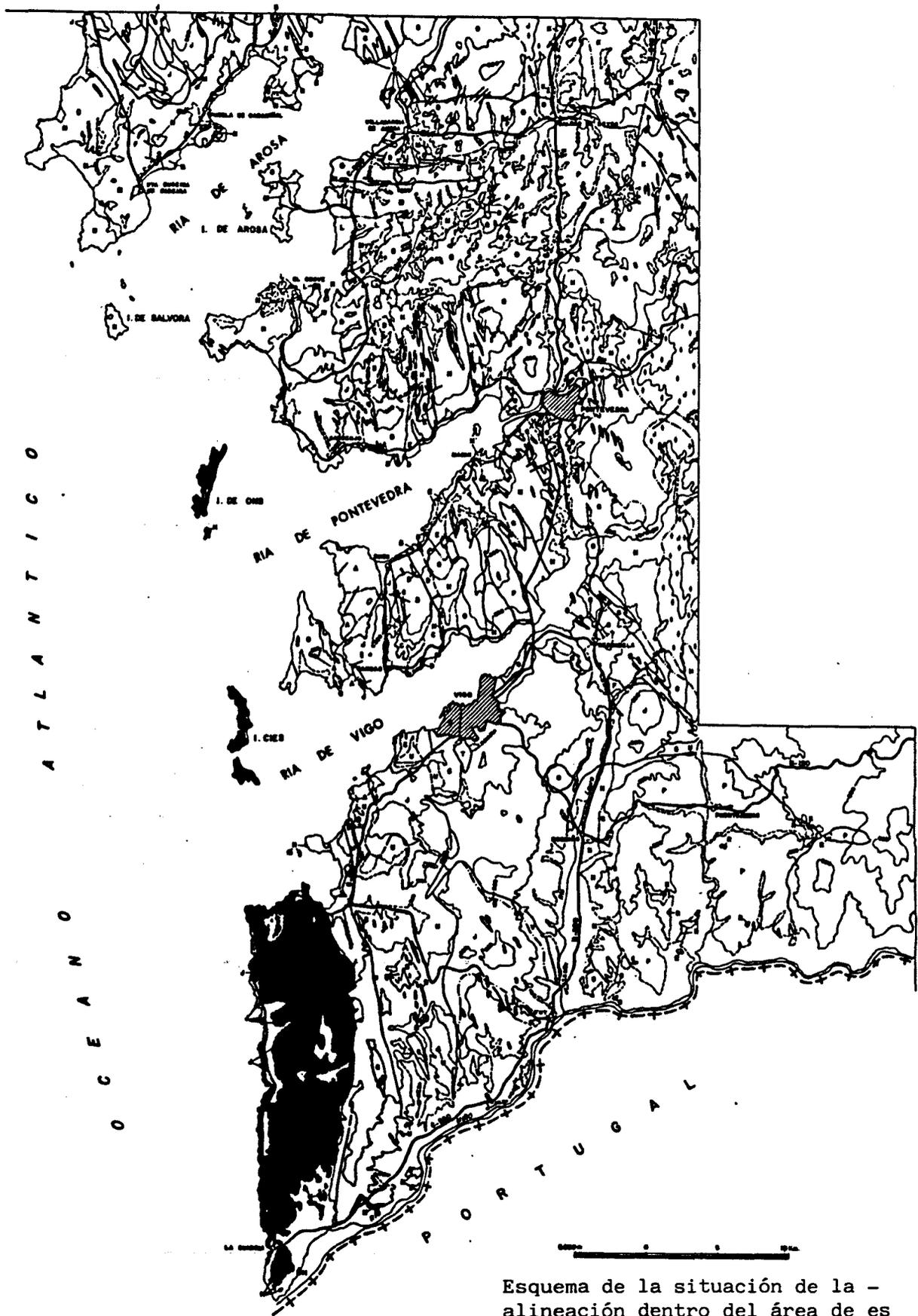
El presente estudio geológico ha sido realizado por GEOPRIN,S.A., para la División de Geología del I.G.M.E., habiendo intervenido en el mismo, los siguientes técnicos superiores:

- Cartografía y memoria: Eildert Klein (GEOPRIN,S.A.), Ldo. en C. Geológicas.
- Coordinación: José Luis Barrera Morate (GEOPRIN,S.A.), Ldo. en C. Geológicas.
- Dirección y supervisión del I.G.M.E.: Luis Roberto Rodríguez, Ldo. en C. Geológicas.

I N D I C E

	<u>Págs.</u>
1.- <u>SITUACION, DENOMINACIONES Y ANTECEDENTES.</u>	3
1.1.- SITUACION.	3
1.2.- SINONIMOS.	3
1.3.- NOMBRE ACTUAL.	4
1.4.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS.	5
2.- <u>CARACTERIZACION MACROSCOPICA.</u>	8
2.1.- INTRODUCCION Y CARACTERISTICAS GENERALES.	8
2.2.- CARACTERISTICAS LITOLOGICAS.	10
2.3.- NATURALEZA DE LOS CONTACTOS CON EL ENCAJANTE.	19
2.4.- FABRICA DE LAS FACIES.	20
2.5.- ENCLAVES.	23
2.6.- MANIFESTACIONES FILONIANAS ASOCIADAS.	25
2.7.- CANTERAS, MINERALIZACIONES E INDICIOS ASOCIADOS.	29
2.8.- DIFERENCIAS Y SEMEJANZAS CON CUERPOS GRANITICOS SIMILARES.	30
3.- <u>CARACTERIZACION MICROSCOPICA.</u>	33
3.1.- COMPOSICION Y DESCRIPCION MINERALOGICA.	33
3.2.- TEXTURA.	42
3.3.- CLASIFICACION.	45
4.- <u>METAMORFISMO DE CONTACTO.</u>	48
5.- <u>GEOQUIMICA.</u>	54
6.- <u>BIBLIOGRAFIA.</u>	58
ANEXO: Relación de las muestras situadas en el mapa.	62

1.- SITUACION, DENOMINACIONES Y ANTECEDENTES.



Esquema de la situación de la -
alineación dentro del área de es-
tudio.

1.- SITUACION, DENOMINACIONES Y ANTECEDENTES.

1.1.- SITUACION.

La Alineación granítica de Ons-La Guardia se extiende a lo largo del sector meridional de la costa de la provincia de Pontevedra. Constituye una masa granítica de superficie considerable y de configuración cartográfica acusadamente alargada. La parte continental del cuerpo, que es la más importante en cuanto a superficie, se sitúa entre Bayona en el N. y el río Miño en el S. Hacia el norte, el plutón se prolonga hasta las islas Cies y de Onza y Ons. Hacia el sur se prolonga a través de la frontera luso-española en la zona de Caminha-Moledo. En territorio español ocupa parte de seis hojas a escala 1:50.000, que son las de Grove (184), Cies (222), Oya (260), Tuy (261), La Guardia (298) y Tomiño (299).

1.2.- SINONIMOS.

Se conocen las siguientes denominaciones de la alineación o sectores suyos:

- "Granitos de dos micas" y "Granitos de dos micas orientados". Mapa petrográfico estructural de Galicia, E. 1:400.000, PARGA PONDAL (1963).
- "Granito de dos micas, textura orientada, grano medio" y "Granito de dos micas, textura no orientada, grano medio". Carte géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, E. 1:500.000, PARGA PONDAL et al. (1967).
- "Granito de dos micas, textura orientada, grano grueso o medio" y "Granito de dos micas, textura no orientada, grano grueso o medio". Mapa geológico del Noroeste de España y Norte de Portugal, E. 1:400.000, PARGA PONDAL et al. (1970).
- "Granito con textura orientada y 2 micas". Mapa geológico de España, E. 1:200.000, Hoja de Pontevedra-La Guardia (16-26). I.G.M.E. (1971).

- "Granito de dos micas foliado" más "Rocas migmatíticas (hercínicas) (esquistos bandeados y granitos de dos micas inhomogéneos al oeste de la zona esquistosa central)". BUISSKOOL TOKOPEUS et al. (1978).
- "Granito de feldespatos alcalinos". Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja de Grove (184), I.G.M.E. (1981 a); Hoja de Cies (222), I.G.M.E. (1981b).
- "Granitos de dos micas" Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja de Oya (260), I.G.M.E. (1981c).
- "Granito cataclástico". ("Granitos de Bayona" de la memoria), Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja de Tuy (261), I.G.M.E. (1981d).
- "Granito cataclástico". ("Granitos de La Guardia-Bayona de la memoria). Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja de Tomiño (299), I.G.M.E. (1981e).
- "Granito cataclástico". Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja de La Guardia (298), I.G.M.E. (1982 a).
- "Granitos y leucogranitos de dos micas, textura orientada", "Granitos y leucogranitos de dos micas, textura no orientada" e "Inyecciones graníticas o migmatitas". Mapa Geológico do Macizo Hespérico, E. 1:500.000. PARGA PONDAL et al. (1982).
- "Granito de dos micas cataclástico". Mapa geológico de España E. 1:200.000. Hoja de Pontevedra/La Guardia (16/26), I.G.M.E. (1985).

1.3.- NOMBRE ACTUAL.

La alineación toma su nombre de dos puntos geográficos que determinan aproximadamente los extremos de la parte española del plutón, que son la Isla de Ons (X=505.000; Y=4.692.000) en el norte y la ciudad de La Guardia (X=510.500;

Y=4.639.300) en el sur.

1.4.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS.

No existe ningún estudio petrológico específico realizado sobre la Alineación granítica de Ons-La Guardia. Algunas breves referencias a los granitos del sector Bayona-La Guardia se encuentran en el trabajo de BUISKOOL TOXOPEUS et al. (1978) que trata de la geología de la zona entre Vigo y el río Miño. Estos autores incluyen un mapa a escala 1:100.000 de la zona referida en el que el sector Bayona-La Guardia es subdividida en un granito de dos micas foliado y rocas migmatíticas. Las últimas ocuparían casi la mitad de la superficie del sector. Tendrían contactos bien localizables con los granitos. La deformación de los granitos es atribuida a su fase F_2 , que corresponde a la F_3 del sistema adaptado en este proyecto.

Una cartografía más detallada se realiza en los mapas geológicos a escala 1:50.000 del I.G.M.E., publicados en los años 1981 y 1982 y que corresponden a las hojas Grove (184), Cies (222), Oya (260), Tuy (261), La Guardia (298) y Tomiño (299). Se establecen con bastante exactitud los contactos de las masas constituyentes de la alineación. En la cartografía se reconoce una única facies de rocas graníticas, aunque en el texto de las memorias explicativas se refiere a veces a su inhomogeneidad. Una mejora respecto al mapa de BUISKOOL TOXOPEUS et al. (1987) es que las áreas indicadas como migmatitas por estos autores se incorporan a la masa granítica de la alineación, lo que corresponde más a la realidad. Los mapas indican la presencia de abundantes rocas filonianas y numerosos enclaves del encajante. En las descripciones suministradas en las memorias, todas muy escuetas, se menciona invariablemente la intensa deformación de los granitos. Esta deformación se atribuye a la " F_2 ", correspondiente a la F_3 del esquema adoptado en el presente proyecto. La síntesis geológica a escala 1:200.000 de la Hoja de Pontevedra/La Guardia (16/26) del I.G.M.E. (1985) no ofrece datos nuevos respecto a los mapas a escala 1:50.000.

En la bibliografía se encuentran también algunos datos isotópicos sobre los granitos del sector Bayona-La Guardia. PRIEM et al. (1970) estudian el sistema Rb/Sr de la roca total de una muestra de granito (68 Cor 59) procedente de Cabo Silleiro (X=508.400; Y=4.662.300). Los autores incluyen el granito en su grupo, de "granitos gnéisicos hercínicos". Su edad sería de 330 m.a. si se parte de un valor de 0,705 para la proporción relativa inicial del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, pero, como también ha sido indicado por KUIJPER (1979, pág. 14), el valor de esta datación radiométrica debe ser considerado con reservas, ya que no se cumplieron los requisitos necesarios para la determinación de una isocrona. En trabajos posteriores de los investigadores holandeses, este resultado ya no es tomado en consideración.

En van CALSTEREN (1977) y van CALSTEREN et al. (1979) se menciona una edad de 318 ± 21 m.a., recalculada en 311 ± 21 m.a. por KUIJPER (1979), para el granito del sector Bayona-La Guardia de la alineación. Llegan a este resultado aplicando el método Rb/Sr roca total sobre 10 muestras recogidas a lo largo de la costa oceánica entre Bayona y el río Miño. Determinan un valor de 0.7143 ± 0.0044 para la proporción relativa inicial del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

KUIJPER (1979) suministra datos isotópicos sobre el sistema U/Pb de circones y monacitas de una muestra (77-Gal-13) procedente de una cantera de "granitos anatéticos inhomogéneos" situada en la costa, cerca de Cabo Silleiro (X=508.400; Y=4.662.300). En el mismo trabajo se incluye también un análisis químico de los elementos mayores y algunos elementos menores o traza de la muestra en cuestión. La edad U/Pb "lower intercept" de una serie de 4 fracciones de circones es de 254 m.a.

2.- CARACTERIZACION MACROSCOPICA.

2.- CARACTERIZACION MACROSCOPICA.

2.1.- INTRODUCCION Y CARACTERISTICAS GENERALES.

La Alineación granítica de Ons-La Guardia ocupa una superficie de unos 147 km² incluyendo los retazos del encajante englobados y las zonas cubiertas por depósitos cuaternarios.

Tiene una forma marcadamente alargada. Su longitud entre la Isla de Ons en el N. y la embocadura del río Miño en el S. alcanza unos 58 km., mientras su anchura no sobrepasa los 7 km.

Está en gran parte bañada por el Océano Atlántico. Una estrecha faja de metasedimentos pertenecientes en su mayoría al "Complejo El Rosal-Lanzada-Xuno" (I.G.M.E., 1985) de supuesta edad Silúrico separa la Alineación granítica de Ons-La Guardia de la Alineación granítica de Donón-Tomiño. Esta faja casi juega el papel de tabique de separación entre las dos alineaciones siendo su anchura en unos puntos no más de 1750 m.

Por razones prácticas se incluye también en la alineación al cuerpo aislado de Tabagón (X=516.500; Y=4.642.000). Este cuerpo aflora dentro del ya señalado "Complejo El Rosal-Lanzada-Xuno", justo al norte del río Miño. Según la Hoja geológica E. 1:50.000 de Tomiño (I.G.M.E., 1981 e), el cuerpo de Tabagón ocuparía el núcleo de un anticlinal. Sus materiales son perfectamente comparables con los granitos de la Alineación granítica de Ons-La Guardia, mientras presentan diferencias con los de la vecina Alineación granítica de Donón-Tomiño (especialmente con la variante Portavedra, razón por la que se ha incluido el cuerpo en la primera y no en la segunda.

A escala cartográfica, los contactos de la alineación con la roca de caja son concordantes con las directrices generalizadas del hercínico del sector de

Galicia en que se encuentra ubicada. La alineación constituye un representante típico de los plutones de granitos de dos micas sincinemáticos que en Galicia afloran en masas alargadas a "grosso modo" concordantes con los principales megaestructuras hercínicas.

Desde el punto de vista geomorfológico, los granitos de la alineación resaltan en la topografía formando las zonas más altas del terreno y dominando el relieve de la faja de metasedimentos del "Complejo El Rosal-Lanzada-Xuno" y la zona oeste de la Alineación granítica de Donón-Tomiño. Entre Bayona y el río Miño se extiende en forma de una cadena costera de trazado rectilíneo, que culmina en el Corroubelo (X=511.985; Y=4.652.409; Z=597). Esta cadena corre paralela a la costa y puede alcanzar cotas considerables (300-500 m.) a poca distancia del mar (750-1500 m.). Aunque de fuertes pendientes en su flanco marino, esta cadena no forma acantilados ya que siempre está separada del mar por una estrecha faja costera de poca altitud (≤ 50 m.) y morfología subhorizontal (aunque a menudo escalonada) ocupada por una plataforma rocosa de resaca y antiguas rasas marinas. A la altura de La Guardia, la cadena está interrumpida por una depresión transversal sobre la cual se asienta la población, pero más hacia el sur vuelve a alzarse en el Monte Santa Tecla (X=510.810; Y=4.637.581; Z=343), para, en territorio español, ser truncada finalmente por el estuario del río Miño. Más hacia el interior, la cadena forma una especie de meseta.

Tiene su cumbre en el monte Grava (X=513.922; Y=4.657.938; Z=654) y desciende bastante rápidamente hacia la faja de metasedimentos situada en su borde oriental (valles de los ríos de Groba y Carvallo y del arroyo Vilachán). En el norte, la cadena granítica está cortada por la Ría de Bayona, pero vuelve a emerger del océano en islas e islotes, de las cuales las más importantes son las islas Cies y las islas de Onza y Ons. Reaparece, además, en el extremo occidental del promontorio de Monte Ferro (X=513.006; Y=4.667.076; Z=143). Especialmente las Islas Cies poseen un relieve vivo, con acantilados escarpados, desarrollados más en particular en el lado oeste de las islas.

Los granitos de la alineación afloran bien. Pueden constituir extensos berrocales de bloques métricos redondeados bastante irregulares.

A veces, las rocas se presentan en lajas no muy bien definidas e inclinadas hacia el este, que reflejan la existencia de planos estructurales y/o anisotropías litológicas. Sin embargo, existen también áreas donde afloran mal, como en las antiguas terrazas marinas, localmente en la ladera occidental de la cadena (coluviones) y más en particular en el extremo sur, donde la alineación está recubierta por los extensos depósitos cuaternarios de la cuenca transversal del río Miño.

Los granitos suelen estar bastante alterados y es muy escaso el material fresco. Los granitos de la alineación se emplazan sobre una faja de metasedimentos pertenecientes al "Complejo El Rosal-La Lanzada-Xuno" (I.G.M.E., 1985) y el Complejo "Esquisto-grauváquico" (BUISKOOL TOXOPEUS et al., 1978, I.G.M.E., 1985). Ambos son atribuidos al Dominio migmatítico y de las Rocas graníticas (I.G.M.E., 1985). Ocuparían una especie de sinforma (BUISKOOL TOXOPEUS et al., 1978). Estos metasedimentos están en su gran mayoría afectados por un metamorfismo regional de grano medio, con paragénesis en las cuales en los miembros pelíticos pueden aparecer cuarzo-moscovita-biotita-(granate)-(estauroлита)-andalucita. La sillimanita es muy escasa y no hay rastro de migmatización, salvo muy cerca del contacto con los granitoides de la masa principal de la alineación. En los enclaves de la roca de caja englobados por la alineación existen a menudo fenómenos de una migmatización incipiente, menos frecuente, avanzada, aunque la sillimanita queda escasa. La alineación se emplaza, por lo tanto, sobre una faja de metasedimentos mesozonales, que con toda probabilidad ocupan una sinforma, y una zona de metasedimentos meso-catazonales probablemente más profundos, aunque no se puede descartar que el grado de metamorfismo superior de la última sea debido al emplazamiento mismo del plutón, ya que existen indicios de una migmatización de contacto.

2.2.- CARACTERISTICAS LITOLÓGICAS.

Los granitos de la alineación ofrecen una gran variabilidad textural y, en menor grado, composicional. La variabilidad reside principalmente en el tamaño

de grano y existe una amplia gama de tamaños de grano, que van desde grueso a fino.

En bastantes puntos es posible reconocer facies más o menos contrastadas que muestran contactos entre sí y no cabe duda que la variabilidad de la alineación es en parte debida a su carácter de cuerpo compuesto. En principio se pueden distinguir dos "suites" de distinto tamaño de grano. Una, anterior, abarca granitos de grano medio, medio-grueso o grueso, y otra, de edad posterior, granitos de grano medio-fino. El límite entre las dos "suites" parece situarse alrededor de 3 mm. En cuanto a ello, la alineación se parece mucho a numerosas otras unidades de granitos sincinemáticos de dos micas de Galicia. Sin embargo, resulta difícil aplicar este esquema sencillo debido a la abundancia de facies con un tamaño de grano de alrededor de 3 mm., cuya pertenencia a una u otra suite queda a menudo problemática. Además, parece que el reconocimiento en la alineación de sólo dos grupos mayores de edad algo distinta resulta en una esquematización más pronunciada de la realidad que en numerosas otras unidades de granitos de dos micas sincinemáticas. La existencia de una fuerte variabilidad dentro del grupo de granitos con un tamaño de grano mayor a los 3 mm., en el cual se observan ocasionalmente complejos bandeados con contactos difusos o, incluso, mejor definidos, y la observación de pasos aparentemente graduales de granitos de grano medio a los de grano fino hacen sospechar que el esquema sea demasiado simple. Por estas razones se ha renunciado de subdividir los granitos de la alineación en dos facies formalmente definidas y a continuación se realiza una única descripción petrográfica válida para todo el conjunto.

Cabe observar que en las facies muy deformadas cuya fábrica muestra un acentuado elemento linear, resulta a menudo difícil estimar el tamaño de grano promedio, especialmente de los feldespatos estirados y del cuarzo acintado.

La mayor parte de los granitos es de grano medio o medio-grueso con tamaños de 2-4 mm. o 3-6 mm. para la gran mayoría de sus minerales. Se estima su proporción en un 50% de la superficie total de la alineación, sin considerar los diferenciados tardíos. Algo menos frecuentes son los de grano medio o medio-fino,

con tamaños de grano de 1-2 ó 2-3 mm. (unos 30%). También existen facies de grano francamente grueso, con tamaños de grano de la mayoría de sus minerales entre 3 y 8 mm. e, incluso, entre 3 y 20 mm. (aproximadamente 20%). Los microgranitos (≤ 1 mm.) son muy escasos.

Los granitos de grano medio y más grueso ($\geq 2-4$ mm.) suelen poseer una textura inequigranular; los de grano medio o medio-fino (≤ 3 mm.) suelen poseer texturas más equigranulares y los granitos de grano más fino son casi siempre los que más equigranulares son. La inequigranularidad viene dada principalmente por la tendencia del feldespato potásico a formar cristales varias veces mayores que los de los demás minerales. Especialmente en las facies de grano más grueso ($\geq 2-4$ mm.), el feldespato potásico suele presentarse en numerosos cristales xenomorfos mal individualizados y a menudo coalescentes con otros del mismo mineral, lo que dificulta la estimación de sus dimensiones. Los cristales de feldespato potásico son, por lo general, de hábito equidimensional. No es raro que el feldespato potásico se presente en megacristales dispersos, sin que, por su bajo número, sea justificado hablar de un granito porfídico ($1-20$ cristales/m²). Suelen mostrar secciones alargadas subidiomorfas (relación longitud/anchura de 3 a 10) de hasta 40 mm. de largo (normalmente ≤ 30 mm.) cuando son algo más numerosos y secciones isométricas y xenomorfas (diámetro de hasta 35 mm.) cuando son poco abundantes (≤ 1 /m²). En el último caso pueden contener algo de cuarzo y comenzar a parecerse a los "islotos" pegmatíticos descritos en el apartado 2.5.

En algunos puntos o zonas poco extensas (≤ 1 km²), los granitos de grano medio (2-6 mm.) pueden llegar a mostrar una textura auténticamente porfídica. En este caso los megacristales de feldespato potásico suelen ser numerosos (hasta 30%) y mostrar abundantes secciones alargadas que miden unos 25 x 6 mm. como promedio. Estas facies porfídicas recuerdan generalmente mucho a la facies Rande de la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén. En algunos puntos, la transición de la facies porfídica a la facies no porfídica es bastante abrupta (dentro de unos metros), pero en todas ocasiones parece tratarse de meras va

riantes de las facies normales y no de intrusiones apartes no habiéndose observado nunca contactos netos, pero sí transiciones graduales.

En todas las facies, el cuarzo es, por lo general, de tamaño considerablemente más pequeño que el feldespato y no se presenta nunca en cristales globosos relativamente grandes.

En todas las facies, la biotita suele ser el mineral de dimensiones más pequeñas. Como es lógico, su tamaño medio depende de la facies en que se halla, pero ni siquiera en las facies de grano más grueso (3-20 mm.) el mineral suele sobrepasar los 4 mm. de diámetro. Raras veces se observan agregados pequeños de hasta 7 mm. de largo que parecen representar cristales cuarteados y recristalizados. Ocasionalmente se observan unos pocos cristales relativamente grandes, a veces alargados y orientados según la lineación del granito. Estos cristales grandes de biotita pueden alcanzar hasta 10 mm. de largo o de diámetro. Pueden presentarse en todas las facies, pero siempre son muy escasos y no se conocen facies tipo "ala de mosca" caracterizadas por la presencia sistemática de biotitas grandes. La biotita es casi siempre xenomorfa.

La moscovita muestra una tendencia a presentarse en cristales subidiomorfos. A menudo, parte de los cristales posee secciones basales en hexágonos regulares, hexágonos algo alargados, o, con más frecuencia, en rombos. Tiende a formar cristales relativamente grandes y constituye a veces megacristales pequeños, contribuyendo de esta manera a la inequigranularidad ya señalada de muchos de los granitos. En las facies de grano medio-fino (≤ 3 mm.), los cristales subidiomorfos muestran preferentemente secciones en rombos, que normalmente no sobrepasan los 4 mm. de largo. Sin embargo, en algunas zonas se presentan como "moscas" con diámetros de hasta 10 mm., en cuyo caso sus secciones basales suelen ser más o menos isométricas, estar salpicadas de inclusiones de cuarzo y poseer contornos bastante irregulares. Esto es el caso, por ejemplo, en la zona al N de Torroña (X=513.700; Y=4.653.000), a lo largo de la carretera a Bayona.

En la faja costera con facies de grano grueso (véase el mapa adjunto de la alineación) y la zona colindante, las moscovitas llegan a alcanzar diámetros de hasta 15 mm., aunque normalmente no rebasan los 10 mm. Aquí suelen tener secciones basales regulares aproximadamente hexagonales. Típico para las moscovitas de mayores dimensiones es que a menudo contienen pequeñas inclusiones xenomorfas de biotita. Este fenómeno encuentra su máxima expresión en las indicadas faja costera y zona colidante, donde muchas de las moscovitas grandes están plagadas en el centro de sus secciones basales con enjambres de biotitas grandes están plagadas en el centro de sus secciones basales con ejambres de biotitas xenomorfas muy pequeñas (< 1 mm.). Otra peculiaridad de las moscovitas grandes es que, en los granitos fuertemente deformados, dan a menudo la impresión de estar muy poco afectadas por la deformación, sugiriendo a primera vista ser postcinemáticas. Sin embargo, nunca se observa que se sobrepongan a los planos estructurales, como los de microcizallas, quedándose siempre dentro de los litones, y el estudio microscópico revela que su poca deformación deducida de la observación a simple vista es sólo apariencia.

Más en particular en las variantes leucocráticas de las distintas facies pueden encontrarse algunos cristales dispersos de granate (≤ 3 mm.). Los granitos pueden contener también algo de turmalina (≤ 2 mm.). Normalmente, las turmalinas, de hábito prismático, se hallan dispersas, pero ocasionalmente se concentran en manchas desde unos mm. hasta 100 mm. de diámetro. La turmalina y el granate pueden estar presentes en una misma muestra de mano. (Ambos minerales son mucho más frecuentes en los diferenciados tardíos de tipo pegmatita y aplita: ver apartado 2.6.).

Los granitos de la alineación son, con excepciones muy esporádicas, todos del tipo de dos micas. En la gran mayoría de los casos, la moscovita predomina sobre la biotita y aún en aquellos casos, no muy frecuentes, en que a simple vista las cantidades de las dos micas parecen ser más o menos iguales, se observa al microscopio que la moscovita es casi siempre la mica más abundante.

A menudo, el predominio de la moscovita no sólo es evidente, sino que este mineral también es abundante en términos absolutos. Esto ocurre, por ejemplo, en la faja de granitos de grano grueso indicada en el mapa de la alineación. En la mayoría de los casos los granitos tienen un bajo índice de color y en numerosas ocasiones podrían ser designados como leucogranitos ($\leq 3\%$ de biotita). También existen facies moscovíticas con biotita accesorias. Los leucogranitos moscovíticos son a veces difíciles de distinguir de los diferenciados tardíos tipo aplogranito.

Los granitoides biotíticos con moscovita subordinada son muy escasos. Han sido encontrados en una zona alargada según el eje longitudinal de la alineación situada al oeste de Bayona, aproximadamente entre Punta Sansón (X= 511.700; Y= 4.663.600) y Fuentes (X= 511.800; Y= 4.661.400). Se trata de granitoides de grano fino (± 1 mm.), que, al menos en algunas ocasiones, tienen carácter de enclave. Desde el punto de vista cuantitativo, juegan un papel insignificante. Otros granitoides biotíticos, más escasos aún, aparecen en afloramientos puntuales en relación con migmatitas, por ejemplo, al este de Marzán (X= 512.150; Y= 4.643.250), donde tienen carácter de granitoide inhomogéneo de grano inequigranular (1-6 mm.), a veces con una textura que recuerda la de "grano de arroz". Cabe resaltar que en ningún caso los granitoides biotíticos se presentan como facies comunes de la alineación, sino que siempre constituyen rocas excepcionales con carácter de enclaves o de granitoides de zonas contaminadas con roca de caja.

Relaciones mutuas entre las facies.

En bastantes puntos se pueden observar contactos entre granitos de grano fino-medio (1-2½ mm.) y de grano medio (2-4 mm.) o más grueso. Estos contactos pueden ser netos, aunque siempre están soldados. Suelen ser (sub)paralelos al eje longitudinal de la alineación o a la foliación de los granitos, aunque también los hay que son muy irregulares y oblicuos respecto a las estructuras deformativas. La existencia de estos contactos testimonia de modo claro el carácter de intrusión compuesta de la alineación.

Las relaciones entre las facies arriba señaladas no están muy claras y sólo en algunos afloramientos es posible pronunciarse sobre ellas. Existen indicios que las facies de grano medio-fino son posteriores a las de grano medio-grueso, como es la configuración geométrica de las masas de grano medio-fino, que a veces sugiere ser la de filones. En la zona de contacto se observa a veces un enriquecimiento vago en biotita en la facies de grano medio-fino con fenómenos igualmente de vagos de flujo paralelo al contacto. Estas observaciones concuerdan con las realizadas en otras unidades de granitos de dos micas sincinemáticos.

En muchos otros puntos, sin embargo, no se observan contactos entre las distintas facies o sólo contactos muy difusos, desconociéndose si en estos casos se trata de granitos resultantes de pulsos magmáticos distintos o de meras variantes de un mismo tipo. Dentro del grupo de los granitos de grano medio-grueso ($\geq 2-4$ mm.) se pueden observar una variabilidad considerable, conjuntos bandeados y, en ocasiones, contactos difusos, por lo que no se puede descartar una evolución magmática más complicada de la alineación. No obstante, hay que resaltar que los contactos dentro del grupo de la facies de grano medio o grueso ($\geq 2-4$ mm.) son mucho más vagos y escasos que los entre las facies de grano medio-fino (≤ 3 mm.) y las primeras, por lo que un modelo simplificado de dos grupos principales de granitos, mejor separados en el tiempo que las facies atribuibles a un mismo grupo, parece lo más apropiado para explicar la variabilidad observada dentro de los granitos comunes de la alineación. La relación entre las facies porfídicas y no porfídicas ya ha sido tratada con anterioridad.

Distribución de las facies.

La distribución de las facies dentro de la alineación resulta ser muy irregular y en la gran mayoría de los afloramientos se observan facies atribuibles a los dos grupos propuestos previamente. Indicar zonas en que predomina una facies determinada es difícil y carece, por lo general, de sentido. Sólo se ha in-

dicado en el mapa de la alineación una faja costera con claro predominio de una facies de grano grueso (3-20 mm.) (caracterizada, además, por una deformación fuerte y la presencia de numerosos cristales grandes de moscovita con inclusiones de biotita).

Homogeneidad de la alineación.

Aunque existen zonas kilométricas relativamente homogéneas, (p.e. alrededor del monte Grava: X= 513.922; Y= 4.657.938), la alineación en su conjunto ofrece un grado considerable de inhomogeneidad a escala de afloramiento. Esta inhomogeneidad es causada por varias circunstancias.

- a) La existencia de una amplia gama de facies de los granitos comunes ya señalada previamente. Se trata principalmente de variaciones en tamaño de grano, índice de color y proporción relativa de la biotita/moscovita. Las distintas facies pueden mostrar contactos netos entre sí o difusos. Este tipo de variabilidad, que es muy frecuente y se observa en un 80% de los afloramientos, puede dar lugar a conjuntos bandeados a escala cm.-decam.
- b) La existencia de un cortejo filoniano y de diferenciados tardíos bien desarrollado. En muchos afloramientos abundan rocas pegmatíticas, aplíticas, pegmatoplíticas o leucogranitos tardíos, dando lugar a conjuntos altamente heterogéneos
- c) La presencia de numerosos enclaves de metasedimentos. Localmente, están migmatizados en mayor o menor grado y a veces se observa como los granitos colindantes con los enclaves están contaminados con schlieren micáceos que se originan a partir de un melanosoma restítico claramente asociado a los metasedimentos. En otros puntos se observan schlieren bimicáceos sin relación clara con migmatitas. Pueden indicar un bandeo y en contados casos separan bandos de facies algo

distintas de granitos comunes o
dos tardíos.

de diferencia-

d) La presencia en algunos puntos de ortogneises glandulares migmatizados que dan lugar a granitoides típicamente inhomogéneos.

Varias o todas estas circunstancias pueden coincidir para dar lugar a conjuntos muy heterogéneos. En un número de casos sería posible hablar de un granitoide inhomogéneo. Este término, sin embargo, ha sido aplicado a conjuntos heterogéneos en los que la heterogeneidad se presenta principalmente a escala decimétrica y en los que se supone que sea debida fundamentalmente a una anatexia parcial "in situ" o, al menos, una importante contribución de productos de migmatización "in situ" al conjunto granitoide inhomogéneo (p.e. mezcla de un magma alóctono con productos de migmatización "in situ" o migmatización de un protolito granitoide). La Alineación granítica de Ons-La Guardia es de carácter marcadamente granítico y se compone de más de 95% de granitoides, incluyendo los diferenciados tardíos. El papel cuantitativo de los productos de migmatización originados "in situ" al nivel actual de observación de la alineación es muy pequeño, por lo que se prefiere, para evitar confusión, no aplicar el término de granitoide inhomogéneo a la alineación, aunque en sentido puramente descriptivo, sería justificado usarlo para un número de afloramientos.

Los escasos fenómenos de migmatización "in situ" al nivel actual de observación no concuerdan con la abundancia que según el mapa de BUISKOOL TOXOPEUS et al. (1978) tendrían las rocas migmatíticas y según el cual casi la mitad de la parte continental de la alineación correspondería a aquellas rocas. Por la misma razón resulta tampoco satisfactoria la sobrecarga usada en los mapas geológicos E. 1:50.000 del I.G.M.E. (1981a, b, c, d, e; 1982a) que indica una "heterogeneidad acusada (migmatitas)" o "estructuras migmatíticas", aparte de que prácticamente carece de sentido como indicación de la distribución, altamente irregular,

de los metasedimentos dentro de la alineación.

2.3.- NATURALEZA DE LOS CONTACTOS CON EL ENCAJANTE.

Los granitos comunes y diferenciados tardíos de la alineación son evidentemente intrusivos en los metasedimentos de la faja de Monte Ferro-El Rosal. Todos los contactos visibles son netos. En la gran mayoría de los casos son perfectamente concordantes con la esquistosidad de los metasedimentos ($S_2 + S_3$?), mostrando el mismo buzamiento (normalmente 80° - 60° jacia el este). Aunque la masa principal de la alineación parece estar bien delimitada a lo largo de la mayor extensión del contacto, resulta en algunos tramos difícil indicar con precisión su límite por estar muy interdigitados los granitoides, en particular los diferenciados tardíos, con los metasedimentos. Ello ocurre, por ejemplo, entre Loureza (X = 515.200; Y= 4.648.400) y Santa Comba (X= 514.400; Y= 4.648.000), donde el margen de imprecisión acerca de la posición exacta del contacto alcanza al menos un valor de 500 m. Esta situación recuerda a la encontrada en otras unidades de granitos de dos micas, que a menudo son de difícil delimitación exacta.

Aunque casi siempre concordantes a escala cartográfica, los contactos pueden ser discordantes en detalle, cortando la estratificación y la esquistosidad por lo general bien definidas y demostrando de manera clara el carácter intrusivo de los granitoides. No se observan fenómenos de un aumento sistemático de la intensidad de deformación hacia los contactos.

Los contactos con los metasedimentos de los enclaves suelen ser igualmente de netos. Únicamente cuando están migmatizados, pueden ser algo difusos, con, por ejemplo, un melanosoma que se difumina en los granitoides en forma de schlieren micáceos.

2.4.- FABRICA DE LAS FACIES.

Estructuras de flujo.- Son escasas las estructuras que pueden ser clasificadas como magmáticas y que no sean contactos entre las distintas facies, o diferenciados tardíos. Se trata de un bandeo composicional y textural y schlieren micáceos. Su dirección es casi siempre paralela al eje longitudinal de la alineación. Su buzamiento es variable, de 80° al oeste a 20° al este. Los buzamientos son casi siempre hacia el este y miden, por lo general, entre 70° y 40°, al igual que los planos estructurales, que en la mayoría de los casos son (sub) paralelos a la anisotropías litológicas. A veces, en caso de poseer inclinaciones débiles hacia el este, los planos estructurales parecen buzarse menos y cortar las anisotropías litológicas. Raras veces, el rumbo de los planos estructurales no coincide con el del bandeo. El bandeo puede mostrar inclinaciones variables en un mismo afloramiento, con flexuras suaves. Sólo en una ocasión se ha observado un bandeo incongruente. El bandeo puede estar subrayado por schlieren micáceos. Las estructuras aquí señaladas indican un flujo magmático, intrusión múltiple de facies poco contrastadas y prácticamente contemporáneas o un desmembramiento y transporte magmáticos de rocas restíticas u de otros tipos de heterogeneidades.

En las facies porfídicas, la orientación de los megacristales suele ser muy irregular.

Estructuras deformativas.

Los materiales graníticos de la alineación están afectados por una deformación penetrativa que les confiere una fábrica planolinear. Esta fábrica se observa en la mayoría de los afloramientos. El elemento planar de la fábrica es

a menudo poco manifiesto, por lo que en muchas ocasiones resulta difícil medir el buzamiento de la foliación. Como consecuencia de la deformación, los granitos muestran casi siempre una lineación, que en principio es paralela al eje longitudinal del cuerpo y que normalmente es subhorizontal. La intensidad de la deformación penetrativa disminuye de oeste a este. La zona más intensamente deformada se extiende a lo largo de la costa y por las Islas Cies. Aquí, el aspecto de los granitos, especialmente de las facies de grano grueso o medio-grueso, es a menudo el de un ortogneis planolinar, con un elemento linear predominante. Los feldespatos están muy estirados y los cuarzos se presentan en cristales acintados. En la zona de contacto con la faja metasedimentaria de Monte Ferro-El Rosal, no se aprecia un aumento sistemático en la intensidad de deformación hacia el contacto.

Aparte de la fábrica planolinar penetrativa, se observan en la zona occidental intensamente deformada fenómenos de cizallamiento. Aquí es frecuente observar en los afloramientos, aunque por lo general sólo muy localmente, microcizallas. Son tanto de sentido sinistral como dextral, siendo la frecuencia de los dos tipos casi igual. En numerosos afloramientos existen cizallas tanto sinistrales como dextrales, pero su presencia juntas en un mismo punto sólo se ha observado una vez. Suelen ser poco manifiestas, bastante irregulares, cortas y poco numerosas. Pueden estar muy espaciadas (cm.-dec.) y ser de carácter más bien frágiles, siendo una vez las dextrales las más frágiles, otras veces las sinistrales, sin que sea posible indicar una diferencia sistemática entre ambos sistemas. El desarrollo poco marcado de las microcizallas, su escasez y su carácter a menudo más bien frágil contrastan con la fábrica planolinar bien y constantemente definida resultante de una deformación muy penetrativa. Indican una formación tardía de las microcizallas, con posterioridad a la fábrica planolinar. Además, las cizallas no son todas de la misma edad. En algunos afloramientos se pueden observar zonas de cizallamiento tardías, algunas de ellas coincidentes con una inyección pegmatítica probablemente sincinemática, que cortan las es-

estructuras ya existentes, inclusive microcizallas. Apuntan a un aplastamiento continuado de la roca que ya había adquirido una fábrica bien definida.

Los planos estructurales buzan por lo general entre 80° y 60° hacia el este. Raras veces se observan buzamientos de menos de 45° hacia el este o inclinaciones hacia el oeste ($90^\circ-80^\circ$). En caso de mostrar el bandeo litológico buzamientos débiles hacia el este ($45^\circ-20^\circ$), la foliación parece, por lo general, estar más inclinada, aunque el desarrollo a menudo poco manifiesto de los planos S dificulta hacer observaciones exactas sobre este fenómeno. El buzamiento de los planos estructurales puede variar ligeramente en un mismo afloramiento, habiéndose observado flexuras en los mismos, pero no existen indicaciones de que están claramente replegados. En algunos puntos se observan planos estructurales (foliación y/o microcizallas) que buzán poco hacia el este. Esto es el caso inmediatamente al sur del puerto de Santa María de Oya ($X=510.350$; $Y=4.650.250$), donde se observa una zona de deformación tardía que buza $15^\circ-20^\circ$ hacia el este y que trunca un bandeo litológico y una foliación anteriores con un buzamiento de $90^\circ-80^\circ$ hacia el oeste. Pequeños pliegues en la zona subhorizontal dan una vergencia hacia el sur e indican un sentido de movimiento compatible con el de las cizallas comunes. En este afloramiento se trata evidentemente de un fenómeno deformativo tardío, posiblemente relacionado con la existencia de una fuerte anisotropía estructural de la roca.

En la isla de Monteagudo del archipiélago de las Cies se observan en la costa oriental buzamientos débiles de la foliación, de microcizallas y del bandeo litológico ($20^\circ-40^\circ$ E). Los buzamientos son más fuertes hacia el oeste de la isla ($50^\circ-60^\circ$ E.) y en este caso, como también sugieren fotos aéreas de las islas, parece tratarse de un pliegue o flexura hectométrico-kilométrico.

Las lineaciones son casi siempre subhorizontales, también en la isla de Monteagudo.

Aparte de los fenómenos arriba señalados, se observan otros relacionados con

la deformación de la alineación, como un boudinaje y pliegues ptigmáticos de las inyecciones filonianas en los metasedimentos como, por ejemplo, en la rasa marítima entre La Guardia y Punta de Santa Tecla (X= 510.700; Y= 4.635.600), donde se han medido pliegues sinistresales con el plano axial paralelo a la esquistosidad (N175°E/90-80° E) y ejes verticales.

2.5.- ENCLAVES.

La alineación contiene numerosos enclaves. Se trata en su gran mayoría de roca de caja englobada por los granitoides, como paragneises, esquistos cuarzo-micáceos, esquistos cuarcíticos, conglomerados y rocas calcosilicatadas. Por lo general, no están migmatizados in situ o sólo de manera incipiente, aunque, debido a las numerosas inyecciones de granitoide (principalmente diferenciados tardíos), los enclaves pueden presentarse con carácter de migmatitas de inyección. Esto, por ejemplo, es el caso a lo largo de la actual rasa marítima entre el muelle del puerto de La Guardia y la Punta de Santa Tecla (X= 510.700; Y= 4.635.600).

Este tramo costero ofrece muy buenos afloramientos de un conjunto bandeado altamente heterogéneo con alternancia de metasedimentos no migmatizados y pegmatitas. Los contactos entre los metasedimentos y los granitoides suelen ser muy netos y a "grosso modo" paralelos a la esquistosidad principal de los primeros, aunque en detalle se observan a menudo contactos discordantes. Los enclaves suelen tener una forma tabular condicionada por su esquistosidad principal o estratificación y se presentan a menudo como plaças de anchura decimétrica o métrica y una longitud difícil de determinar, pero que, como se observa en la rasa marítima ya señalada, puede alcanzar varias decenas de metros como mínimo. Se disponen casi siempre paralelamente a los planos estructurales o el bandeo litológico de los granitoides. La dirección de la esquistosidad principal de los enclaves es notablemente constante a través de la alineación y corresponde casi siempre con la observada en los metasedimentos de la faja Monte Ferro-El Rosal. Ello indica que la rotación de los enclaves, al menos alrededor de un eje vertical, ha sido insignificante.

En otros puntos los metasedimentos muestran una incipiente migmatización "in situ", con desarrollo de delgadas (<2 cm.) capas oscuras muy ricas en micas con carácter de melanosoma en el contacto mismo con los granitoides. Estas capas pueden pasar lateralmente a schlieren micáceos. Los contactos entre los granitoides y los metasedimentos incipientemente migmatizados suelen ser algo difusos, aunque el carácter de enclave queda casi siempre bien reconocible.

En algunos puntos se observan auténticas migmatitas de tipo estromático (por ejemplo, al este de Marzán: X= 512.150; Y= 4.643.250), con alternancia de capas delgadas (mm.-cm.) de un leucosoma granitoide o pegmatoide y de un melanosoma restítico rico en micas bien contrastados asociados a granitoides inhomogéneos. Los contactos entre las distintas capas son unas veces netos, otras veces difusos. La relación de las migmatitas con las facies comunes de la alineación y los diferenciados tardíos se desconoce por haberse observado las primeras sólo en afloramientos puntuales.

Tanto los metasedimentos sin fenómenos de migmatización "in situ" como las migmatitas pueden estar afectadas por micropliegues cuya morfología recuerda la de los micropliegues de la F_3 .

En varios puntos de la alineación se puede observar una especie de islotes de pegmatita o de grandes megacristales xenomorfos de feldespatos con algo de cuarzo gráfico (diámetro de hasta 50 mm.). Se presentan a veces en enjambres.

Podrían representar enclaves derivados de pegmatitas desmembradas, aunque este punto no queda claro (ver también el apartado siguiente).

Otro tipo de enclaves relativamente frecuentes es el de tipo surmicáceo. Son de tamaño reducido (entre 2 y 30 cm.), muy ricos en micas (biotita y moscovita), de grano medio-grueso (2-8 mm.) y poseen una esquistosidad mal definida. Tienen morfología planar y están casi siempre orientados según la foliación y alineación de los granitoides. Pueden mostrar pasos transicionales a schlieren micáceos o capas micáceas de tipo restita desarrollados localmente en los enclaves de metasedimentos incipientemente migmatizados.

En contados casos parece que la alineación haya englobado retazos decamétricos de ortogneis glandular (p.e., a lo largo de la carretera de Oya a Burgueira: X=511.500; Y=4.650.800). No se trata de enclaves bien delimitados, sino de manchas difusas de granitoide inhomogéneo tipo diatexita con megacristales de feldespato de hasta 40 mm. de diámetro y schlieren o manchas biotíticos, que localmente conservan partes menos homogeneizadas que recuerdan fuertemente a un ortogneis glandular migmatizado. Una roca migmatítica probablemente derivada de un ortogneis glandular aflora también en Martín (X=513.550; Y=4.645.200). En las hojas geológicas de Oya (I.G.M.E., 1981c) y Tomiño (I.G.M.E., 1981 e) se representan algunos enclaves de ortogneis glandular y BUISKOOL TOXOPEUS et al. (1978) hacen mención de la existencia de ortogneis glandular entre lo que designan como rocas migmatíticas.

En una zona muy heterogénea entre Punta Sansón (X=511.700; Y=4.663.600) y Fuentes (X=511.800; Y=4.661.400) situada a poca distancia al oeste de Bayona, aparecen enclaves métricos-decimétricos de un granitoide relativamente biotítico y oscuro con a veces biotita como la mica predominante, como se observa bien en el corte de la carretera C-550 de Bayona a La Guardia. En esta misma zona, los granitos pueden contener lo que parecen ser enclaves de otras facies de granitos, de un leucogranito aplitoide y de pegmatoide. Los contactos son en todos los casos netos, aunque soldados. Es probable que se trate de una especie de brecha de granitoides algo anteriores englobados por granitoides posteriores.

Por fin, son muy escasos los nódulos de cuarzo (20-60 mm.) de forma poco irregular y aproximadamente equidimensional.

2.6.- MANIFESTACIONES FILONIANAS ASOCIADAS.

La Alineación granítica de Ons-La Guardia se caracteriza por un cortejo filoniano bien desarrollado, observándose en la mayoría de los afloramientos mani-

festaciones filonianas. Especialmente las pegmatitas y pegmaplitas son abundantes. Son al menos en gran parte, y quizás exclusivamente, intragraníticas, no habiéndose observado estos tipos de rocas en los metasedimentos de la faja de Monte Ferro-El Rosal. En algunas zonas, como, por ejemplo, en la rasa marítima entre La Guardia y Punta Santa Tecla, donde constituyen una migmatita de inyección alternando con placas de metasedimentos, pueden llegar a formar hasta 100% de los granitoides presentes.

Se presentan tanto en filones delgados (unos cm.) como en diques métricos (1-5 m.) o bolsadas irregulares (unos m-dcm.). Los diques más anchos son preferentemente paralelos o subparalelos a la foliación de la alineación, mientras los filoncillos pueden ser muy irregulares. La alternancia de masas más pegmatíticas y más aplíticas en las pegmaplitas es a menudo muy irregular, pero se conocen también algunos ejemplos de diques con una distribución más regular de los dos tipos de roca, dando algunas veces lugar a un bandeado rítmico. Raras veces es posible descubrir un zonado dentro de las masas pegmaplíticas o pegmatíticas, como, por ejemplo, una concentración de turmalina en sus núcleos. Aparte de cuarzo y feldespatos potásicos, pueden aparecer moscovita, biotita (poco frecuente, hasta 100 mm. de diámetro), turmalina (frecuente, hasta 35 mm. de diámetro), granate (menos frecuente, hasta 11 mm. de diámetro) y berilo o apatito ya observables a simple vista (muy raros, algunos mm. de largo). Aunque de frecuente aparición la moscovita suele ser escasa o muy escasa. Los minerales félicos pueden estar presentes en un mismo punto y no se excluyen mutuamente.

Las aplitas son algo menos abundantes que las pegmatitas y pegmaplitas. Dentro de la alineación, se presentan en filones tanto regulares como irregulares. En cambio, son especialmente abundantes en el borde oriental de la alineación y los metasedimentos de la faja de Monte Ferro-El Rosal, donde suelen formar diques y lentejones (de algunos metros a 1 dcm. de potencia) por lo general perfectamente concordantes con la esquistosidad principal de los metasedimentos. Aquí son de grano fino-muy fino (≤ 1 mm.) y muy leucocráticos. Pueden tener salbandas de tur-

malina desde algunos mm. hasta 30 mm. de espesor. Los minerales turmalina y granate son aún más frecuentes en las aplitas que en las pegmatitas y pegmaplitas, más en particular el granate. Estos minerales pueden estar distribuidos de manera irregular, por ejemplo, en vagas concentraciones tipo schlieren, de unos cm. de largo.

En la zona de borde oriental de la alineación y los metasedimentos son también frecuentes los leucogranitos aplitoides de grano medio-fino (5-1 mm.). Poseen un bajo índice de color y una textura sacaroidea y contienen algo de biotita, sí o no acompañada de turmalina y/o granate (en este tipo de roca tampoco se observa que estos minerales se excluyen mutuamente). Pueden mostrar pasos a aplitas sin biotitas.

En varios afloramientos aparecen distintas generaciones de diferenciados tardíos. Así que se han observado aplitas cortando a pegmatitas y filones de leucogranitos aplitoides que intersectan a otros del mismo tipo de roca o a aplitas. En una ocasión se ha observado una aplita aparentemente no deformada que corta a un leucogranito aplitoide con textura gnéisica.

Los diferenciados tardíos suelen intruir en todas las facies de granitos comunes y deben ser, al menos en su gran mayoría, posteriores a ellas. En algunas ocasiones, sin embargo, se han observado lo que parecen ser enclaves de un leucogranito aplitoide en un granito común. En unos pocos afloramientos se presentan bolsadas métricas de pegmatita que están rodeadas de enjambres de islotes decimétricos del mismo tipo de roca (cuarzo + feldespatos), que pasan lateralmente y de modo gradual a monocristales xenomorfos y equidimensionales de feldespatos con algo de cuarzo gráfico de hasta 100 m. de diámetro. En otros puntos se observan cristales xenomorfos de hasta 50 mm. de diámetro con algo de cuarzo gráfico. Se desconoce si se trata de pegmatitas desmembradas por intrusiones posteriores de granitos comunes o de un modo particular de cristalización de la pegmatita.

Los diferenciados tardíos suelen estar tan deformados como las facies de los granitos comunes. Incluso pueden estar más deformados coincidiendo sus masas

alargadas con zonas de una deformación muy intensa. En este caso podrían haber aprovechado para su intrusión pasillos de intensa deformación y tratarse de inyecciones con marcado carácter sincinemático, aunque también es posible que las zonas de deformación intensa estén determinadas por las anisotropías litológicas originadas por los filones. También son frecuentes los fenómenos de un boudinage más o menos pronunciado, especialmente donde la roca de caja de los filones consta de metasedimentos. La deformación que afecta a los diferenciados tardíos puede ser estudiada bien en la rasa marítima actual entre La Guardia y Punta Santa Tecla.

En los granitos comunes son muy escasas las zonas tabulares de greisenificación de anchuras de unos pocos cm. que se presentan a modo de filoncillos. Se caracterizan por la ausencia de biotita y la riqueza en moscovita. Muestran a veces un zonado, con una disposición variable de zonas más ricas en cuarzo + moscovita y zonas más feldespáticas (normalmente, las primeras ocupan el centro de las zonas).

La turmalina no sólo es un constituyente de leucogranitos aplitoides, aplitas, pegmatitas y pegmatitas (aparece también en las facies de granitos comunes como ya se ha señalado), sino que puede concentrarse en vetillas de unos centímetros de potencia. Aparece en estas vetillas o bien como único mineral macroscópicamente visible, o con una matriz de cuarzo o pegmatita. En el primer caso, sus contactos son difusos o netos, en los restantes siempre netos. Cortan los leucodiferenciados tardíos y en una ocasión parecían incluso posteriores a las microcizallas.

Por fin, hay que señalar la presencia de filones de cuarzo más o menos lechoso, por lo general de escasa potencia (≤ 30 cm.). En unas pocas ocasiones coinciden con zonas de intensa deformación, estando el cuarzo más o menos milonitizado. Raras veces tienen salbandas turmalinizadas. En el interior de la zona entre Bayona y La Guardia se conocen también unos puntos con enjambres de filones delgados y filoncillos que forman una especie de "stockwork". El cuarzo de estos enjambres suele ser de grano muy fino, de color algo amarillento pardo y englobar fragmentos del granito. Dentro de y próximo a los enjambres, el granito se ha convertido en holomoscovítico. Tanto el cuarzo como el granito de estas zonas suelen estar muy fragmentados.

2.7.- CANTERAS, MINERALIZACIONES E INDICIOS ASOCIADOS.

No se ha encontrado ninguna cantera activa en la Alineación granítica de Ons La Guardia (1986) y únicamente unas pocas canteras abandonadas situadas principalmente en los alrededores de los dos mayores centros de población Bayona y La Guardia. En estas canteras se explotaron los granitos para áridos de trituración o para la construcción de obras portuarias.

La inhomogeneidad de la alineación, la alteración bastante fuerte de sus materiales y la multitud de planos estructurales (esquistosidad, microcizallas y numerosas diaclasas) excluyen su explotación como roca ornamental y lo hacen, incluso, inactiva para la confección de sillares bien labrados.

El cuarzo de los enjambres de filones señalados en el apartado 2.6., probablemente en combinación con el granito encajante, ambos muy fragmentados, ha sido extraído en explotaciones muy someras para la construcción de carreteras locales.

A pesar de su riqueza en pegmatitas y pegmatilitas, no se conocen indicios de mineralizaciones metalíferas situados dentro de la masa principal de la alineación. No obstante, en la estrecha faja metasedimentaria de Monte Ferro-El Rosal existen varios indicios o explotaciones abandonadas de Au y Sn (I.G.M.E., 1982b, 1985). Debido al hecho de que esta faja se encuentra situada entre la Alineación granítica de Ons-La Guardia y la de Donón-Tomiño, se desconoce con cuál de las dos alineaciones las mineralizaciones guardan una relación génética y aquí sólo se puede hacer mención de su existencia.

Las mineralizaciones de Au se encuentran en los parajes llamados Lausado (X= 176,8; Y= 837,7; coorden. Lambert) y Morán (X= 175, 6; Y= 826.3; coorden. Lambert). Parece tratarse de filones de cuarzo con arsenopirita, pirita y limonita y de mineralizaciones diseminadas dentro de granito de dos micas. Los filones de cuarzo que fueron explotados tenían unas leyes, al parecer, próximas

a los 12-15 g/t y los yacimientos diseminados en el granito mineralizado una ley media próxima a 1 p.p.m.

Las mineralizaciones de Sn se sitúan en los parajes denominados Mina Palmira (X= 177,4; Y= 837,0; coord. Lambert), Santa Bárbara (X= 178,4; Y= 831,7; coord. Lambert) y Goyán (X= 176,4; Y= 828,9; coord. Lambert). Se trata, al parecer, de filones pegmatíticos o aplíticos, con cuarzo, feldespatos y mica, en los que la casiterita puede ir acompañada de columbita-tantalita, ferberita, scheelita y pirita.

En la parte meridional de la alineación existen algunos indicios de caolín. Este material ha sido explotado en una cantera hoy día abandonada como materia prima para la fabricación de cerámica de construcción (Cerámica de Santa Tecla, entre La Guardia y Punta de Santa Tecla).

En la lámina delgada de un granito albitico-moscovítico se ha encontrado algo de berilo.

Por fin, cabe mencionar la existencia de cantidades considerables de andalucita en los esquistos de la faja metasedimentaria de Monte Ferro-El Rosal, de posible interés para la prospección de aluminosilicatos refractarios.

2.8.- DIFERENCIAS Y SEMEJANZAS CON CUERPOS GRANÍTICOS SIMILARES.

La Alineación granítica de Ons-La Guardia encaja muy bien en el grupo de las unidades de los granitos de dos micas sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo. Muestra todas las características principales de este grupo de unidades, como son su configuración cartográfica acentuadamente alargada, que se adapta muy bien a las directrices generalizadas del hercínico, una composición que en gran parte es la de un granito de feldespatos alcalinos, el carácter a menudo leucocrático de sus materiales, la riqueza en diferenciados tardíos (pegmatita, pegmatolita, aplita y leucogranito aplitoide) y la pobreza en indicios de mineralizaciones. Desde el punto de vista macro y microscópico, sus granitos son muy parecidos a los de la mayoría de las unidades de su grupo, mostrando la misma

gama de textura (de grano grueso a medio-fino y de ligeramente porfídicas a equigranulares), mientras también en este caso sus granitos parecen pertenecer mayoritariamente a dos grupos de edades algo distintas. Por fin, está afectada por una deformación dúctil de la fase F_3 por lo general penetrativa resultando en una fábrica planolinear, y por un cizallamiento dúctil-frágil asimilable a la misma fase. En cuanto a su pobreza en sillimanita, la alineación se asemeja, por ejemplo, a la de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda y en cuanto a su alto grado de recristalización dinámica a la de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza.

Por otra parte, existen claras diferencias con la vecina Alineación granítica de Donón-Tomiño del mismo grupo de granitoides de dos micas sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo, a pesar de estar separada de la última por sólo una estrecha faja de metasedimentos que no sobrepasa los 6 km. de anchura. De estas diferencias y su posible significado petrológico se trata en el apartado 2.8. del informe sobre la Alineación granítica de Donón-Tomiño.

3.- CARACTERIZACION MICROSCOPICA.

3.- CARACTERIZACION MICROSCOPICA.

Al microscopio, las distintas facies y variantes de los granitos comunes resultan ser muy parecidas, por lo que se describen conjuntamente.

3.1.- COMPOSICION Y DESCRIPCION MINERALOGICA.

Minerales principales: Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita (a veces accesoria).

Minerales accesorios: Apatito, circón, rutilo (?), turmalina, granate, sillimanita, eosforita-childrenita (?), berilo (?).

Minerales secundarios: Filosilicatos coloreados con propiedades ópticas intermedias entre las de clorita y biotita, clorita, feldespato potásico, sericita, rutilo.

La generación principal del cuarzo aparece en agregados de cristales xenomorfos que resultan del cuarteamiento y de la recristalización de los cristales originales. El hábito de los agregados depende de la intensidad de la deformación y varía de isométrico (muy frecuente) a claramente acintado en las zonas donde la fábrica planolínear está bien desarrollada. Por lo general, los cristales poseen bordes poco irregulares y muestran una extinción ondulante no muy pronunciada, también en aquellos casos en los que el granito está muy deformado. Ello es el resultado de una fuerte recristalización del cuarzo. Es frecuente observar una tendencia al desarrollo de hábitos poligonales y en bastantes ocasiones se observan localmente agregados con algunos o numerosos cristales con puntos triples bien definidos. El tamaño de los cristales de los agregados es a menudo relativamente grande y mayor que el de numerosos cristales de plagioclasa o feldespato potásico. Estas señales de una importante recristalización del cuarzo son muy generalizadas y de hecho se conocen en la alineación apenas cristales de este mineral que no estén afectados por la recristalización. Como consecuencia, son raros los cristales de cuarzo con bordes fuertemente dentados, una extinción ondulante muy pronunciada, de grano muy fino o texturas en mortero alrededor de ellos.

El cuarzo de la generación principal puede incluir algún cristal pequeño de biotita, feldespatos potásico o apatito. Su contenido en microlitos aciculares de rutilo (?) es casi siempre muy bajo.

El cuarzo aparece también bajo otras formas, que, sin embargo, son de escasa importancia cuantitativa. En los cristales mayores de feldespato potásico se observan a veces unas pocas inclusiones pequeñas subidiomorfas más o menos redondeadas de cuarzo que parecen derivar del polimorfo de alta temperatura. En contados casos, unos pocos ejemplares de estas inclusiones se encuentran en contacto entre sí, probablemente como resultado de sinneusis. En el feldespato potásico existen también inclusiones menos subidiomorfas y más redondeadas que pueden presentarse en enjambres y que parecen ser de origen tardío (tipo cuarzo "en gotas"). Sólo en contados casos la presencia del último tipo de cuarzo da origen a una vaga textura granofírica. Ambos tipos de inclusiones son a veces difíciles de distinguir, ya que existen tipos de morfología intermedia.

El cuarzo se presenta también como inclusiones equidimensionales en la plagioclasa y la moscovita. En algunas moscovitas de dimensiones relativamente grandes, las inclusiones de cuarzo pueden también ser bastante grandes. Pueden poseer algún borde recto e incluir a su vez a unas pocas agujas de fibrolita (?) o algún pequeño cristal redondeado de feldespato potásico.

El cuarzo de origen indudablemente tardío aparece en las mirmequitas y en los intercrecimientos simplectoides con moscovita tardía (cantidades insignificantes).

El feldespato potásico se presenta en cristales xenomorfos. Normalmente tiende a formar unos cristales de dimensiones relativamente grandes y mayores que los de los demás constituyentes, que a veces pueden ser considerados como megacristales. Los cristales de dimensiones normales o pequeñas suelen mostrar secciones isométricas y los de dimensiones grandes secciones alargadas.

Aparece con frecuencia en cristales más o menos intersticiales, marcadamente

xenomorfos y también en agregados de cristales pequeños mezclados con plagioclasa y/o cuarzo igualmente de grano fino, que representan zonas trituradas y recrystalizadas del granito. También es frecuente observar mosaicos compuestos por pequeños cristales poligonales con puntos triples, a menudo con algo de albita secundaria intersticial. Pueden originarse a partir de cristales grandes, que a menudo pasan lateralmente a los mosaicos. Estos mosaicos representan cristales o partes de cristales de feldespato potásico recrystalizados y, al igual que en el caso del cuarzo, indican que la trituración y la recrystalización del mineral han sido importantes.

Los cristales de dimensiones mayores suelen contener unas pocas inclusiones de plagioclasa primaria, cuarzo, biotita, moscovita, circón o apatito. La distribución de estas inclusiones dentro de los cristales de feldespato potásico suele ser muy irregular, sin que se observen orientaciones preferentes o concentraciones en determinadas zonas cristalográficas. En contados casos el feldespato potásico incluye algunos cristales pequeños del mismo mineral. Los cristales de tamaños normales y pequeños son muy pobres en inclusiones.

En la gran mayoría de los casos, los cristales muestran un maclado en enrejado, que, sin embargo, está desarrollado muy desigualmente y que varía de mal a bien definido. Esta variabilidad se presenta ya a escala de lámina delgada. Las maclas sencillas son poco frecuentes y su aparición se restringe esencialmente a los cristales de dimensiones mayores.

El feldespato potásico es muy poco pertítico. Las pertitas microscópicamente visibles faltan en numerosos cristales y raras veces están bien desarrolladas. Son en su gran mayoría de tipos finos-muy finos, presentándose en enjambres de lamelas paralelas muy finas, vetillas subparalelas algo menos regulares y más gruesas, parches, que van desde muy finas a medianamente gruesas, y vetas finas-medianamente gruesas. Los parches y vetas medianamente gruesas suelen coalescer para formar una especie de malla. Las formas más gruesas, en venas y parches, se observan casi exclusivamente en los cristales grandes.

En muchas láminas delgadas se pueden observar cristales de plagioclasa aparentemente primarios con parches de feldespato potásico. Morfológicamente, existen pasos graduales entre tales cristales y cristales de feldespato potásico con parches gruesos de plagioclasa. Los intercrecimientos entre ambos feldespatos pueden tener el carácter de mesopertitas gruesas. Unas veces parece tratarse de una pertita originada por una sustitución avanzada del feldespato potásico por plagioclasa, pero en otras ocasiones parece tratarse de cristales de plagioclasa primarias fuertemente sustituidos por feldespato potásico. Con frecuencia, no está claro cuál de los dos feldespatos sustituye al otro.

Desde luego, se producen con seguridad ambos tipos de sustitución, como se puede verificar en aquellos casos en los que el feldespato potásico penetra de forma irregular en cristales de plagioclasa que muestran todas las características de la primera generación, formando una especie de vetillas o cuando sobre el feldespato potásico crece la plagioclasa mirmequítica. Ambas sustituciones pueden presentarse en una misma lámina delgada. Testifican el papel importante de los procesos tardi y postmagmáticos en estos granitos, quizás favorecidos por la intensa deformación, y causan las texturas intrincadas que son tan características para los granitos de feldespato alcalino sincinemáticos.

La plagioclasa forma cristales xeno-subidiomorfos. La tendencia a formar cristales subidiomorfos es débil en los granitos comunes de la alineación. Se observa en la generación primaria del mineral, sobre todo en algunos granitos holomoscovíticos albíticos, encontrando su máxima expresión en los aplitoides holomoscovíticos muy albíticos. En los granitos comunes, la tendencia al idiomorfismo está lo mejor definida en las inclusiones de plagioclasa primaria en cristales relativamente grandes de feldespato potásico.

Normalmente, es posible distinguir dos generaciones del mineral nitidamente distintas. La plagioclasa primaria forma cristales de dimensiones relativamente grandes no mirmequíticos. El contenido en anortita varía de 17 a 0%, tratándose en la mayoría de los casos de albita ($An \leq 10\%$).

El zonado está poco desarrollado y en un buen número de casos, falta casi por completo. Es mayoritariamente de tipo normal y difuso y se manifiesta principalmente en la presencia de bordes algo más ácidos frente al feldespato potásico (bordes de "decalcificación"). Raras veces el zonado es algo irregular, en parches, o vagamente oscilatorio, con zonas subidiomorfos imperfectas. Estos fenómenos se presentan, sobre todo, en los cristales más ricos en anortita.

La plagioclasa primaria puede estar algo sericitizada y una sericitización diferencial, con núcleos enturbiados y bordes más claros, marca a veces un zonado composicional ya casi completamente borrado. La moscovitización de la plagioclasa primaria es, por lo general, débil, aunque pueden presentarse, como excepción, cristales algo rellenos de escamitas y listones de moscovita tardía. Raras veces estas moscovitas están bien orientadas según ciertas direcciones cristalográficas de la plagioclasa. La sericitización y moscovitización son algo más patentes en las plagioclasas más anortíticas, mientras las albitas muy pobres en anortita ($\leq 3\%$ An) suelen ser muy limpias y es en particular en los aplitoides holomoscovíticos muy albíticos donde la sericitización y moscovitización están prácticamente ausentes.

La plagioclasa primaria incluye a menudo manchas irregulares de feldespato potásico, a veces de dimensiones considerables, y puede mostrar relaciones complicadas con el último mineral, como ya se ha señalado con anterioridad (antipertitas gruesas, vagas texturas rapakivi). Aparte de feldespato potásico y moscovita, la plagioclasa primaria puede incluir algún cristal redondo de cuarzo, normalmente con bordes finamente dentados condicionados por el maclado polisintético de la plagioclasa, biotita y apatito.

El maclado polisintético está casi siempre bien desarrollado y a menudo las lamelas son muy finas. Ocasionalmente, se observa una vaga tendencia a la formación de un maclado en damero.

La plagioclasa secundaria se presenta en cristales de grano fino (≤ 0.8 mm.), por lo general con secciones isométricas o lobulares. Aparece bajo muchas formas y muestra una tendencia a formar agregados. Crece sobre los cristales de la plagioclasa primaria donde éstos lindan con feldespato potásico. Penetra en el últi-

mo en forma de excrecencias lobulares, entre los cuales pueden quedar atrapados restos del feldespato potásico. También constituyen rosarios de grano muy fino en microfisuras en el feldespato potásico o manchas de numerosos cristales equidimensionales de grano fino dentro o alrededor de cristales del último. Otro modo de aparición es en cristales intergranulares dentro de mosaicos de feldespato potásico recristalizado, siguiendo los contactos entre los cristales más o menos poliédricos del último. Todas estas formas de plagioclasa sustituyen claramente al feldespato potásico. Aparece también en agregados de grano fino-muy fino (≤ 0.1 mm.) mezclada con cantidades más o menos importantes de cuarzo y/o feldespato potásico, que no están tan evidentemente asociados a los cristales de feldespato potásico que las formas anteriores. En estas mezclas intrincadas de los constituyentes félsicos del granito no siempre está claro si la plagioclasa de grano fino resulta de una sustitución del feldespato potásico o de una simple recristalización de plagioclasa primaria triturada, aunque la tendencia a ser algo mirmequítica apunta a la importancia del proceso sustitutivo.

Por regla general, la plagioclasa secundaria es poco o nada mirmequítica. Las mirmequitas suelen contener pocas inclusiones ameboides de cuarzo. Por lo común, están algo mejor definidas en las muestras con plagioclasa primaria más anortítica.

Normalmente, la plagioclasa secundaria es algo más albítica que la plagioclasa primaria. Está apenas zonada (bordes de "decalcificación") o sericitizada, y contiene pocas escamas de moscovita, aunque parece que pueda superponerse la moscovita tardía en rosarios. Es en la plagioclasa secundaria donde aparecen con mayor abundancia el apatito en agujas muy finas.

En muchas muestras, la cantidad de plagioclasa secundaria llega a ser considerable, pero a veces es difícil estimar su proporción por estar poco contrastadas las dos generaciones de la plagioclasa. En los aplitoides holomoscovíticos ricos en albita, la plagioclasa secundaria es muy escasa o está ausente.

La biotita aparece en cristales en gran parte de grano fino (≤ 0.5 mm.) y xe-

nomorfos. Presenta tonalidades variadas de marrón para Y y Z, como el marrón rojizo oscuro, marrón anaranjado, marrón rojizo o marrón caoba, y amarillentas pálidas para X. Sus tonalidades suelen ser poco rojizas y más bien de marrón oscuro debido a una degradación incipiente. Incluye accesorios radiactivos (circón, monacita) y apatito. El número de halos pleocroicos es casi siempre bajo,, con la excepción de alguna sección basal.

La biotita puede estar incluida a su vez por los feldespatos, más en particular el potásico, la moscovita y el cuarzo. Las inclusiones en el cuarzo suelen ser pequeñas (≤ 0.1 mm.) y subidiomorfas y mostrar secciones hexagonales redondeadas. Las inclusiones en la moscovita suelen ser xenomorfas y son de tamaños más variados. Pueden estar intercrecidas paralelamente con la moscovita o ser oblicuas a la exfoliación de la última.

Puede existir también algo de biotita de grano muy fino (≤ 0.1 mm.). Normalmente, está mezclada íntimamente con los componentes cuarzofeldespáticos de grano fino, pero a veces se concentran en un agregado pequeño o en rosarios vagos muy cortos. Podría tratarse de una generación posterior de biotita formada por recristalización de biotita primaria triturada, probablemente algo movilizada. Esta forma de biotita tiene muy poca importancia cuantitativa, en contraste con la moscovita recristalizada y/o neoformada de gran fino. La biotita suele estar muy degradada de manera que en numerosas muestras la biotita fresca es muy escasa o está ausente. Se transforma principalmente a filosilicatos pleocroicos con colores verdosos, marrones verdosos o verdes pardos y una alta birrefringencia, aunque inferior a la de la biotita no alterada. Suelen estar intercrecidas paralelamente con la biotita, al igual que la clorita. Este último mineral es mucho menos abundante que los filosilicatos mencionados previamente y es, de hecho, relativamente escaso. Otros productos de la transformación de la biotita son el feldespato potásico secundario, la sagenita, opacos y granos finos de minerales turbios y normalmente semiopacos con alto relieve y fuerte birrefringencia, entre los cuales existe probablemente rutilo. Las cantidades de estos productos son muy pequeñas. Un caso particular de sustitución son los agregados de un filosilicato helmíntico que pseudomorfiza a los cristales originales de la biotita. Únicamente han sido observados en una lámina delgada.

La moscovita se presenta en una amplia gama de tamaños y hábitos. Aunque es posible distinguir varias generaciones de este mineral, hay que señalar que siempre existen tipos intermedios y que cualquier subdivisión en generaciones conlleva una fuerte esquematización de la realidad, ya que aparentemente ha habido neoformación y recristalización de moscovita durante un intervalo más o menos continuo que va desde pre-deformación a post-deformación del granito.

La generación principal y más antigua de la moscovita consta de cristales relativamente grandes, que si bien xenomorfos en la mayoría de los casos, tienen por lo general bordes no muy irregulares. Pueden incluso ser subidiomorfos. Presentan secciones más o menos equidimensionales, a menudo algo redondeadas o fusiiformes. Con frecuencia están algo cuarteados, tratándose de agregados de subcristales subparalelos. Raras veces se observan concentraciones de unos pocos cristales grandes. Pueden incluir cristales de cuarzo, biotita, apatito y, pocas veces, de albita, accesorios radiactivos u opacos. Pueden estar intercrecidos paralelamente con biotita, pero existen pocas indicaciones para suponer que la moscovita sustituye de manera importante a la biotita. La deformación de los cristales o subcristales suele ser débil. Sus bordes pueden estar triturados y recristalizados, encontrándose el cristal grande o el agregado de subcristales relativamente grandes rodeado de una aureola más o menos desarrollada de moscovitas de grano fino no deformados y prácticamente sin orientación preferente.

Los cristales relativamente grandes pasan gradualmente a cristales algo alargados de tamaño relativo medio, que tienden a orientarse mejor según la esquistosidad del granito y que ya pueden mostrar una tendencia a formar rosarios o hileras mal definidos. Pasan a su vez a cristales de grano fino (≤ 0.3 mm.), que muestran una tendencia más clara a concentrarse en rosarios paralelos a la esquistosidad del granito. Estos rosarios pueden estar algo ondulados y moldearse alrededor de cristales mayores de moscovita. La deformación de estos cristales de grano fino es muy débil o está ausente y las ondulaciones de los rosarios están poligonizadas. Los cristales de tamaños relativamente grandes y medianos suelen estar intercrecidos poco o nada con cuarzo, observándose por lo general sólo localmente bordes o lóbulos simplectíticos.

Existen muchos tipos de moscovita tardía sin orientación preferente. Constituyen rosarios, crecen sobre cristales mayores de moscovita y se sobreponen a los feldespatos y, posiblemente, el cuarzo. A veces se asocian a la plagioclasa tardía. Tienen a menudo hábitos claramente alargados, dactilíticos, alistonados o semiaciculares y pueden disponerse en agregados algo radiales, plumosos o en abanico. Suelen estar asociados al cuarzo tardío, que se presenta como mineral intersticial o que forma intercrecimientos simplectíticos con la moscovita. La forma semiacicular, por lo general dispuesta en agregados algo plumosos o flabeliformes, suele ser de grano fino-muy fino (≤ 0.1 mm.) y se desarrolla con preferencia en el feldespato potásico, donde puede presentarse en una especie de vetillas. Todas las formas tardías muestran pasos entre sí.

El apatito se presenta en dos formas bien contrastadas. La primera consta de cristales xenomorfos-subidiomorfos relativamente grandes, de hasta 1.2 mm. de diámetro, aunque raras veces sobrepasa los 0.7 mm. Posee hábitos isométricos o, pocas veces, prismáticos cortos y los cristales parecen a menudo algo redondeados. Aparece en escasos cristales dispersos que pueden encontrarse incluidos en todos los componentes principales del granito. Muestra sólo una ligera preferencia para asociarse a las micas. Incluye a veces microlitos de otros accesorios, como circón, opacos y rutilo (?). A menudo está algo agrietado y enturbiado. El enturbiamiento se origina a partir de las grietas y es causado por microlitos aciculares submicroscópicos. Afecta a toda la extensión de los cristales y no debe ser confundido con el de los núcleos anubarrados subidiomorfos de los apatitos de ciertas unidades graníticas de Galicia.

La segunda forma del apatito se presenta en prismas aciculares muy finos. Localmente, pueden ser abundantes. Aparecen en todos los componentes principales del granito, pero preferentemente en los feldespatos, donde se concentran más en particular en la plagioclasa secundaria.

La sillimanita es un mineral muy raro. Aparece en unas pocas láminas delgadas en cantidades ínfimas en forma de fibrolita más o menos sericitizada o moscovitizada. Las agujas se encuentran incluidas en cuarzo, feldespato y moscovita. Las agujas son muy escasas y sólo en una ocasión se ha observado un pequeño enjambre extendiéndose sobre los cristales colindantes de plagioclasa primaria.

Especialmente en los leucogranitos ricos en albita se pueden encontrar cantidades muy pequeñas de turmalina y granate. La turmalina forma cristales xenomorfos-subidiomorfos de colores muy variados. Están casi siempre zonados. Se han observado tonalidades marrones amarillentas, verdes pardas, verdes azuladas y azules para 0. Puede encontrarse dentro de cristales de cuarzo, feldespato o granate e incluir a su vez cuarzo, feldespato potásico y accesorios radiactivos rodeados de halos pleocroicos. Se transforma en feldespato potásico más un mineral muy parecido a la biotita o en una especie de sericita. El granate aparece en pequeños cristales incoloros de hábito subidiomorfo y algo redondeado y parcialmente transformado en un mineral muy parecido a la sericita o filosilicatos coloreados tipo biotita o clorita.

El berilo (?) y la eosforita-childrenita (?) sólo han sido observados en algunos cristales en leucodiferenciados.

3.2.- TEXTURA.

La textura de los granitos es fundamentalmente panolotriomorfa y no porfídica. La textura panalotriomorfa y no porfídica. La textura panolotriomorfa suele ser marcada, probablemente como resultado de la deformación de la roca y de las complicadas sustituciones mutuas de los feldespatos relacionadas con ella. Cierta tendencia a una textura hipidiomorfa se observa en aquellas muestras en las que la plagioclasa secundaria es menos abundante, como, por ejemplo, en algunos granitos moscovítico-albíticos que, incluso, pueden ser hipidiomorfos, como se expone a continuación. La tendencia a la hipidiomorfía viene determinada casi exclusivamente por la plagioclasa primaria.

Es frecuente encontrar muestras con una textura marcadamente inequigranular, especialmente en la parte occidental más deformada de la alineación. La textura inequigranular puede tener su origen en varias circunstancias, como:

A.- La presencia de cristales mayores de feldespatos potásicos tendientes a formar megacristales. Esta tendencia encuentra su máxima expresión en las facies porfíricas encontradas localmente en la alineación.

B.- La fuerte deformación de la roca, que causa la trituración de parte de los cristales y la formación de agregados de grano fino a partir de todos los constituyentes principales. Estos agregados contrastan a menudo fuertemente con los porfiroclastos presentes. La deformación es causa de que a menudo se observa un rango de variación del tamaño de grano muy amplio en los granitos gneisificados, que va desde $<0,01$ mm. a >10 mm.

C.- El fuerte desarrollo de plagioclasa secundaria de grano fino ($<0,5$ mm.).

D.- La abundante formación de moscovita de grano fino-medio de recristalización y/o neoformación. Los fenómenos C y D parecen ser favorecidos por la deformación.

En muchas láminas delgadas, especialmente en las procedentes de la parte occidental de la alineación, los granitos muestran señales de una deformación intensa. Esta se manifiesta en una gneisificación de la roca con el correspondiente desarrollo de una fábrica orientada. Es indicada por los cristales mayores de todos los minerales principales, pero preferentemente por agregados alargados de cuarzo (cuarzos acintados), rosarios de moscovita de grano fino y zonas alargadas de grano fino, en las que los componentes félsicos del granito están íntimamente mezclados. Los rosarios de biotita, siempre cortos y mal definidos, son raros. Los rosarios de moscovita y las zonas de trituración de grano fino pueden adaptarse a los porfiroclastos presentes (moscovita, plagioclasa primaria y feldespatos potásicos). Dentro de ellos, los cristales suelen ser equidimensionales y no estar muy bien orientados, debido a una fuerte recristalización o neoforma-

ción de los minerales. En los granitos cizallados, las orientaciones son según los planos S y C.

Con frecuencia, los cristales mayores tienen carácter de porfiroclastos y muestran las huellas de la deformación. El cuarzo forma agregados que resultan de un cuarteamiento y recristalización. Puede presentarse en agregados alargados paralelos a los planos estructurales, que corresponden a los cuarzos acintados observados a simple vista. Los cristales mayores de moscovita aparecen en un buen número de casos deformados. A menudo son algo fusiformes o están cuarteados. Con frecuencia, sus bordes aparecen triturados y recristalizados, en cuyo caso los porfiroclastos se encuentran rodeados por una aureola de escamitas de moscovita de grano fino. Las plagioclasas primarias pueden estar cuarteadas o flexionadas, al igual que los cristales de feldespato potásico. A menudo, los últimos pasan lateralmente a mosaicos de feldespato potásico triturado y recristalizado. También las biotitas pueden estar flexionadas, cuarteadas o trituradas.

A pesar de la fuerte gneisificación y el desarrollo de texturas que indican una deformación intensa de la roca, en la gran mayoría de los granitos deformados los cristales actualmente presentes en la roca están poco deformados. Ello resulta de una recristalización (dinámica) muy acusada. Es causa, entre otras cosas, de la extinción ondulante poco marcada de los cristales de cuarzo, sus bordes poco dentados, la debilidad de las flexiones observadas en las micas y las maclas de los feldespatos, las texturas en mosaico con puntos triples más o menos bien definidos en el cuarzo y el feldespato potásico y la pobre orientación preferente de la mayoría de los cristales de grano fino (micas, feldespatos). También es causa de las mezclas muy contrincadas de los componentes cuarzo-feldespáticos en las zonas de trituración, donde se observan importantes sustituciones mutuas de los feldespatos, ausencia generalizada de orientaciones preferentes (son las zonas en su totalidad que están orientadas) y deformaciones sólo muy débiles de los cristales actualmente presentes. La debilidad de la deformación observada en los cristales que componen la roca contrasta vivamente con las texturas y las microestructuras bien definidas de la alineación y la unidad es otro ejemplo de un plutón sincinemático muy recristalizado, como, por ejemplo, el de

la Alineación granítica de Lage Dumbría-Muros-Barbanza.

Una textura distinta la tienen los diferenciados tardíos tipo aplitoide holomoscovítico rico en albita. Es equigranular e hipidiomorfa, debido a la abundancia de albitas subidiomorfas. Sus secciones alargadas paralelas pueden causar una textura que recuerda a la de una traquita. Su deformación suele ser débil y la clara orientación que muestran debe resultar de flujo magmático.

3.3.- CLASIFICACION.

Los granitos comunes de la alineación son casi todos moscovítico-biotíticos. Casi siempre se observa un fuerte predominio de la moscovita sobre la biotita y raras veces la cantidad de biotita tiende a igualar la de moscovita. A menudo, el contenido en biotita es muy bajo ($<3\%$), siendo posible hablar de leucogranitos. El contenido en moscovita puede ser alto ($>10\%$).

La plagioclasa tiene un contenido en anortita $<17\%$ y es en gran parte albitica. En numerosas ocasiones los granitos pueden, por lo tanto, ser clasificados como leucogranitos de feldespató alcalino.

Los granitos moscovítico-biotíticos muestran pasos graduales a granitos moscovíticos con biotita accesoria y a granitos holomoscovíticos. Entre estos granitos los hay de tipo aplitoide que se distinguen por el fuerte predominio de la albita sobre el feldespató potásico y su riqueza en turmalina y granate y la presencia de minerales menos corrientes como berilo (?) y eosforita-childrenita (?). En estos aplitoides, el feldespató potásico puede ser accesorio e, incluso, faltar y a veces la cantidad de albita es tan elevada y la de cuarzo tan bajo que la composición de la roca tiende a ser la de una cuarzoesienita de feldespató alcalino. Estos aplitoides se encuentran especialmente como inyecciones en la faja metasedimentaria de Monte Ferro-El Rosal.

La muestra 04-12 GTPD-9 tiene una composición aberrante. Es un granitoide moscovítico en el que la plagioclasa ha sido sustituida por completo por cuarzo.

El cuarzo pseudomorfiza a los distintos tipo de plagioclasa, heredando todas sus formas. Gracias a esta circunstancia ha sido posible averiguar que la composición de este granitoide enigmático era la de un granito normal antes de una silificación muy acusada.

4.-- METAMORFISMO DE CONTACTO.

4.- METAMORFISMO DE CONTACTO.

Resulta difícil determinar cuáles han sido los efectos de metamorfismo de contacto causados por los granitos de la Alineación granítica de Ons-La Guardia en los materiales de su encajante.

Algunos fenómenos pueden ser considerados con seguridad como efectos producidos por el emplazamiento de la alineación, como una turmalinización y una migmatización de contacto. El primer fenómeno es de amplia distribución. Afecta tanto a los metasedimentos no migmatizados como a los migmatizados. Se manifiesta por la frecuente aparición de prismas de turmalina, tanto a simple vista como al microscopio. Especialmente los metasedimentos en contacto inmediato con los granitoides (facies comunes y diferenciados tardíos) pueden estar turmalinizados de modo muy intenso y existen auténticas turmalinitas, como, por ejemplo, en los esquistos colindantes con diques de aplitas en la faja metasedimentaria de Monte Ferro-El Rosal. El espesor de las zonas fuertemente turmalinizadas no sobrepasa unos pocos centímetros. La fuerte turmalinización de las rocas de caja está a tono con la frecuente aparición de la turmalina en los diferenciados tardíos.

La migmatización de contacto se observa en la faja metasedimentaria mencionada previamente y los enclaves. Pegadas al contacto de los granitoides (facies comunes y diferenciados tardíos) pueden desarrollarse capas de hasta 2 cm. de espesor de rocas, muy ricas en biotitas + sillimanita + turmalina + moscovita, con carácter de restito. Estas capas pueden pasar a schlieren biotíticos y, en caso de su desmembramiento, a enclaves parecidos a los de tipo surmicáceo. Es dudoso que este efecto al parecer muy limitado en el espacio, haya sido responsable de la formación de zonas de migmatitas más amplias observadas en algunos puntos dentro de la alineación. Esta migmatización es considerada de carácter regional por BUISKOOL TOXOPEUS et al. (1978).

Especialmente al microscopio se observan con frecuencia fenómenos que podrían haber sido causados por un efecto térmico relacionado con el emplazamiento de la alineación. Existen, no obstante, dificultades para averiguar si estos fe-

nómenos se relacionan con un metamorfismo regional, un plutonometamorfismo o un metamorfismo de contacto s.s., ya que el estudio de las láminas delgadas no ha permitido distinguir bien entre estas posibilidades. Queda, además, el problema de si los posibles efectos de metamorfismo de contacto o plutonometamorfismo observados en la estrecha faja sedimentaria de Monte Ferro-El Rosal son atribuibles a la Alineación granítica de Ons-La Guardia, a la de Donón-Tomiño, o a ambas a la vez. Los minerales que en un principio podrían haberse formado a consecuencia de la intrusión de la alineación son, aparte de la turmalina ya mencionada, una generación de biotita oblicua a la esquistosidad principal, porfiroblastos de andalucita y agujas de sillimanita.

Las biotitas oblicuas a la esquistosidad principal son frecuentes. Son posteriores a una generación de biotita en cristales por lo general más pequeños que definen, junto con otros minerales, la esquistosidad principal (S_2). Su S_i es recta y puede ser continua o discontinua con la S_e . Es marcada por numerosas inclusiones muy finas, que faltan en la primera generación de la biotita. A veces cortan claramente a la S principal; otras veces ésta se moldea algo alrededor de las biotitas oblicuas, probablemente debido a un aplastamiento según la S_2 durante la F_3 .

También son frecuentes los porfiroblastos de andalucita. Ya se observan a simple vista, llegando a medir 40 mm. de longitud. Se orientan con preferencia sobre los planos de la S principal, pero no parecen mostrar una lineación. Al microscopio, todos los porfiroblastos resultan ser post- S_2 y parece que sean, al menos en su gran mayoría, pre o sin- F_3 (no se ha observado una S_3 bien definida). Incluyen a menudo una S_2 bien definida, que es recta o curva y que es indicada por inclusiones de cuarzo y opacos muy finos, con las que pueden estar plagados. Pueden incluir a granates post- S_2 y biotitas oblicuas, lo que demuestra que han crecido relativamente tarde. Pueden estar afectados por la F_3 , que causa a menudo un ligero aplastamiento de la roca según la S_2 con el resultado que ésta se moldea algo alrededor de los porfiroblastos, especialmente sus aris-

tas. También puede ser responsable de un cuarteamiento o flexión débiles de los porfiroblastos. Es probable que sean en parte tardíos respecto a la F_3 . BUISKOOL TOXOPEUS et al. (1978) representan y describen un cristal de andalucita cuyo borde sería post- F_3 , pero en la foto que suministran se observa un ligero aplastamiento de la roca, moldeándose la S principal (probablemente la $S_2 + S_3$) algo alrededor del porfiroblasto y parece que su borde no sea auténticamente postectónico. En el campo, las relaciones de los porfiroblastos con la esquistosidad principal son variadas. Pueden superponerse a la S principal, pero en otras ocasiones ésta se moldea alrededor de ellos, por lo que parecen anteriores. Lo más frecuente es -- que la mayor parte de sus caras cortan a la S principal y que ésta se moldea a la vez ligeramente alrededor de las aristas de los porfiroblastos. Esta ambigüedad en las relaciones entre los porfiroblastos y la S principal se explica del mismo modo que en el caso de las observaciones al microscopio, es decir por un ligero aplastamiento de la roca según la S_2 en una fase (tardi) F_3 .

El hecho de que la F_2 y F_3 son homoaxiales, coincidiendo a menudo la S_2 y S_3 , y el carácter menos penetrativo de la deformación causada por la F_3 , resultarían a veces en un aplastamiento según la S_2 , pareciendo los porfiroblastos pre o sin-S principal ($S_2 + S_3$), mientras en otras ocasiones la deformación de la F_3 no se habría manifestado, pareciendo los porfiroblastos post-S principal (S_2). Parece poco probable que haya dos generaciones de porfiroblastos de andalucita, como es sostenido en algunas memorias de las hojas geológicas E:1:50.000 (IGME), porque al microscopio no se han observado diferencias en el hábito, la configuración de la S_1 o en la densidad, tipo o distribución de las inclusiones de los porfiroblastos que pudiesen permitir una diferenciación en tipos distintos. Todos los porfiroblastos son muy parecidos entre sí. Tampoco es muy probable que la S principal represente unas veces la S_2 y otras la S_3 , ya que al microscopio no se ha observado ninguna vez una S_3 bien definida.

La sillimanita aparece pocas veces. Sus relaciones con las fases de deformación F_2 y F_3 son, como es regla para este mineral, difíciles de determinar, pero, ya que se observa casi exclusivamente en las inmediaciones directas de la alineación, parece lógico pensar en su posible origen como mineral de metamorfismo de contacto. Crece a veces en estrellas de agujas que sugieren un crecimiento

en condiciones estáticas, pero aparece también en haces de agujas paralelas a la S principal que pueden estar plegadas por la F_3 .

En la faja metasedimentaria de Monte Ferro-El Rosal, los minerales arriba señalados podrían haberse formado como consecuencia de un aumento de la temperatura relacionado con el emplazamiento de la alineación y con posterioridad a un metamorfismo caracterizado por paragénesis con los minerales índices biotita, granate y estaurolita, como ha ocurrido en otras zonas de Galicia (MARQUINEZ & KLEIN, 1982).

El granate es relativamente frecuente en la zona, mientras la estaurolita es muy escasa. El primero es interfase F_2/F_3 y la última probablemente también. El granate es, al menos en parte, anterior a la andalucita, porque puede ser englobado por ésta. La presencia de estaurolita no es reseñada en las memorias de las hojas geológicas E. 1:50.000 del I.G.M.E. y sólo es mencionada por PARGA PONDAL & CARDOSO (1952) y BUISKOOL TOXOPEUS et al. (1978).

A escala regional, la andalucita aparece preferentemente en zonas mesozonales en las proximidades de las unidades graníticas, por lo que un origen por pluto-metamorfismo y/o metamorfismo de contacto parece probable. El hecho de estar afectada por la F_3 no indica necesariamente que es un mineral de metamorfismo regional, ya que las alineaciones son sin o tardisincinemáticas con la F_3 , por lo que, en caso de ser debido su origen al emplazamiento de los últimos, su deformación por la F_3 sería perfectamente explicable. En algunas memorias de las hojas geológicas E. 1:50.000 correspondientes a la Alineación granítica de Ons-La Guardia, se señalan cristales de andalucita doblados por la F_3 , de lo que se deduce que son sin- F_2 y que no pueden ser de metamorfismo de contacto, pero lo único que demuestran es que son pre o sin- F_3 .

La estrechez de la faja metasedimentaria no permite hacer una comparación entre una zona colindante con la alineación y otra de la que cabe suponer que caiga fuera de la supuesta zona de influencia térmica de la alineación, por lo que es imposible determinar con exactitud cuál ha sido la evolución metamórfica de la faja y hacer una distinción clara entre los posibles efectos metamórficos regional, de plutometamorfismo y metamorfismo de contacto, todos de edad interfase F_2/F_3 .

Por fin, hay que reseñar aquí al artículo de PARGA PONDAL & CARDOSO (1952) en el que señalan la presencia de abundantes nódulos de andalucita en la faja metasedimentaria de Monte Ferro-El Rosal. Se encuentran en el sitio llamado Campo de Maragate, cerca de Goyán ($X=519.250$; $Y=4.644.000$). Este afloramiento, que no ha podido ser localizado durante el trabajo de campo realizado

para la confección del presente informe, se sitúa en la parte meridional de la faja. En algunos de los nódulos, de forma concrecionada generalmente, los autores hallaron corindón y diáspora. La andalucita y el corindón aparecen entremezclados en los nódulos. El núcleo suele ser de corindón y alrededor o intercalados se extienden granos y cristales de andalucita, pequeños nidos de diáspora, laminillas de mica y agujas de turmalina. El corindón, del cual se conservan muestras en las colecciones del Museo del I.G.M.E., alcanza tamaños de varios cm. y es de un "bello azul claro".

5.- GEOQUIMICA.

5.- GEOQUIMICA.

Se dispone de 7 análisis químicos de muestras procedentes de la parte nacional de la Alineación granítica de Ons-La Guardia. Todas las muestras corresponden al área ocupada por granitos de grano fino-grueso y ninguna a la franja costera ocupada por los granitos de grano muy grueso. De los análisis, 6 figuran en la documentación complementaria de las hojas 1:50.000 de Cies (I.G.M.E., 1981b), Oya (I.G.M.E., 1981c) y Tuy (I.G.M.E., 1981d) y uno en la tesis de KUIJPER (1979).

Los análisis están listados en la tabla I, en la que también se presentan las normas C.I.P.W. y los índices de diferenciación (ID) y peraluminidad (IA). En la figura 1 se han representado los diagramas binarios interelementales de los elementos mayores.

Se trata de granitos comunes perfectamente comparables con los del grupo de los granitos de dos micas sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo de Galicia occidental, caracterizadas, entre otras cosas, por su carácter claramente peraluminico (IA: 1.26 - 1.49), alto índice de diferenciación (ID: 88.78 - 90.82), bajo contenido en CaO ($< 0.71\%$), presencia de cantidades considerables de corindón normativo (3.66% - 5.26%) y altas relaciones $C/C+Hy$ (> 0.83 , salvo en la muestra 77-GAL-13) y Ab/An (10.39 - 24.69).

Del análisis de la figura 1 puede observarse la práctica imposibilidad de reconocer tendencias evolutivas (\downarrow descenso de los álcalis, $K_2O, CaO?$), a lo cual contribuye en alto grado el espectro de variación muy restringido del SiO_2 (72.72%-74.14%).

TABLA I.

FACIES DE GRANO FINO-GRUESO

Hoja	261	260	261	222	261	261	261
Muestra	PD-87	77-GAL-13*	PD-180b	AH-510	PD-563	PD-180	PD-83
SiO ₂	72.72	73.03	73.53	73.71	73.93	74.13	74.14
Al ₂ O ₃	14.88	14.68	15.05	14.10	14.99	14.70	14.24
Fe ₂ O ₃	1.54	0.04	1.18 ⁺	1.80 ⁺	0.76 ⁺	1.13 ⁺	1.55
FeO		1.28					
MgO	0.27	0.38	0.24	0.27	0.17	0.32	0.32
CaO	0.45	0.71	0.53	0.42	0.38	0.52	0.30
Na ₂ O	2.58	3.07	2.58	3.21	2.75	2.69	2.09
K ₂ O	5.67	4.92	4.52	4.56	4.84	4.30	5.62
MnO	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
TiO ₂	0.20	0.18	0.20	0.13	0.10	0.25	0.24
P ₂ O ₅	0.14	0.27	0.13	0.15	0.16	0.06	0.08
H ₂ O	1.35	1.27	1.82	1.40	1.65	1.67	1.10
Norma C.I.P.W.							
Q	35.04	34.07	40.10	36.70	38.79	40.60	39.58
Or	33.51	29.08	26.71	26.95	28.60	25.41	33.21
Ab	21.83	25.98	21.83	27.16	23.27	22.76	17.69
An	1.92	1.76	1.78	1.10	0.84	2.19	0.79
Hy	0.67	3.02	0.60	0.67	0.42	0.80	0.80
He	1.54		1.18	1.80	0.76	1.13	1.55
Mt		0.06					
Il	0.04	0.34	0.04	0.02	0.02	0.04	0.04
Ru	0.18		0.18	0.12	0.09	0.23	0.22
Ap	0.32	0.63	0.30	0.35	0.37	0.14	0.19
C	4.02	3.66	5.26	3.48	4.92	4.82	4.36
IA	1.33	1.26	1.47	1.28	1.43	1.49	1.41
ID	90.38	89.12	88.64	90.82	90.67	88.78	90.48
Rb		238					
Sn		64					
K/Rb		172					

+ Fe como hierro total

* Análisis en KUIJPER (1979)

6.- BIBLIOGRAFIA.

ALINEACION GRANITICA ONS-LA GUARDIA

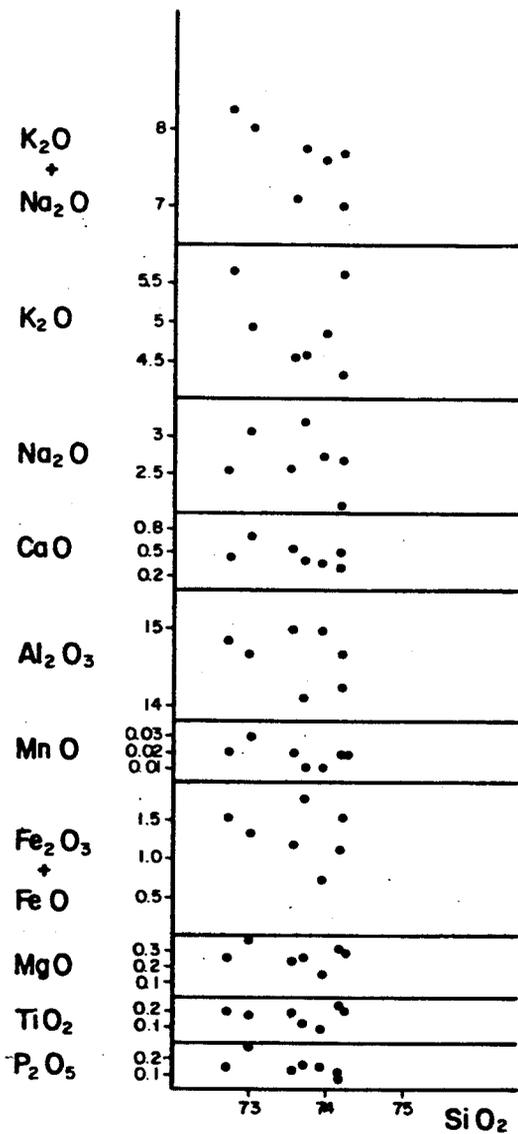


Fig. 1

6.- BIBLIOGRAFIA.

- BUIKSKOOL TOXOPEUS, J.M.A.; HAALEBOS, P.E.M.; OVERMEEREN, F.A. van.(1978).- An outline of the petrology and structural geology of the Hercynian complex south of Vigo (Pontevedra, Spain). En: Geologia de la parte norte del Macizo Ibérico. Edición homenaje a Isidro Parga Pondal. Cuadernos del Seminario de Estudios cerámicos de Sargadelos, 27; 93-110.
- CALSTEREN, P.W.C. van.(1977).- Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the Hercynian basement of Galicia (N.W. Spain). Verh. nº 2, Z.W.O. Lab. Isotopen-geologie, Amsterdam; 1-74.
- CALSTEREN, P.W.C. van: BOELRIJK, N.A.T.M.: HEBEDA, E.H.: PRIEM; H.N.A.; TEX, E. den: VERDURMEN, E.A.Th.; VERSCHURE, t.H. (1979).- Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: manifestations of a presumed early Paleozoic mantle-plume. Chem. Geol., 24; 35-56.
- I.G.M.E. (1971).- Mapa geológico de España E. 1:200.000 (síntesis de la cartografía existente). Hoja de Pontevedra-La Guardia (16-26).
- I.G.M.E. (1981a).- Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja de Grove (184).
- I.G.M.E. (1981b).- Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja de Cies (222).
- I.G.M.E. (1981c).- Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja de Oya (260).

- I.G.M.E. (1981d).- Mapa geológico de España E. 1:50.000.Hoja de Tuy (261).
- I.G.M.E. (1981e).- Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja de Tomiño (299).
- I.G.M.E. (1982a).- Mapa geológico de España E. 1:50.000.Hoja de La Guardia (298).
- I.G.M.E. (1982b).- Mapa minero-metalogénico de Galicia, E. 1:400.000.
- I.G.M.E. (1985).- Mapa geológico de España E. 1:200.000. Hoja de Pontevedra/
La Guardia (16/26).
- KUIJPER, R.P. (1979).- U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infra-
crustal rocks in the Paleozoic basement of Western Galicia
(NW Spain). Verh. N° 5, Z.W.O. Lab. Isotopen-geologie,
Amsterdam; 1-101.
- MARQUINEZ, J.L.; KLEIN, E. (1982).- Evolución temporal y distribución del meta-
morfismo en el area esquistosa de Galicia Central(NO de
España). Trab. Geol., 12; 227-242.
- PARGA PONDAL, I.:(1963).- Mapa petrológico estructural de Galicia, E. 1:400.000.
I.G.M.E.
- PARGA PONDAL, I.; MARTIN CARDOSO G. (1952).- Estudio de la diáspora con corindón
y andalucita de Goyán (provincia de Pontevedra). Not. y --
Com. I.G.M.E.; 26; 161-167.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph.; CAPDEVILA, R.; PARGA, J.R.; TEIXEIRA, C. (1967).-
Carte géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique,
E. 1:500.000. Serv. Geol. Portugal.
- PARGA PONDAL, I.; LOPEZ DE AZCONA, J.M.; TEIXEIRA, C. (1970).- Mapa geológico del
Noroeste de España y Norte de Portugal, E. 1:400.000.
I.G.M.E.

PARGA PONDAL, I.; PARGA, X.R.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1982).- Mapa xeolóxico do Macizo Hespérico, E. 1:500.000. Seminario de Estudos Galegos.

PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK N.A.I.M.; VERSCHURE, R.H.; VERDURMEN, E.A.Th.(1970). Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclog. Geol. Helv.*, 63; 255-274.

ANEXO: RELACION DE LAS MUESTRAS SITUADAS EN EL MAPA.

RELACION DE LAS MUESTRAS SITUADAS EN EL MAPA.

I.- Granitoides de la alineación.

- Hoja 184: 43
- Hoja 222: 500, 504, 508, 511.
- Hoja 260: 6, 11, 13, 23, 30, 39, 55, 57, 67, 73, 78, 85, 102, 103, 104. EK-229, EK-242
- Hoja 261: 6, 9, 20, 36, 40, 49, 60, 64, 68, 73, 83, 87, 91, 97, 102, 112, 117, 129, 132, 162, 180.
- Hoja 298: 5, 24, 96, 97, 133, 135, 137, 144.
- Hoja 299: 19, 29, 47, 49, 62, 142, 146, 148, 150, 158, 162. EK-267, EK-276

II.- Rocas de caja.

- Hoja 222: 508, 509, 513, 516.
- Hoja 260: 78
- Hoja 261: 14, 21, 27, 32, 37, 41, 44, 75, 76, 95, 108, 120, 149, 152, 165, 171, 177, 182, 298, 389, 449, 562, 984, 995.
- Hoja 298: 4, 11, 91, 122, 131.
- Hoja 299: 21, 27, 28, 30, 31, 32, 33, 35, 37, 39, 50, 54, 57, 58, 64, 65, 66, 78, 80, 82, 84, 99, 100, 101, 109, 116, 117, 118, 119, 120, 152, 153, 154, 155, 156, 160, 168.

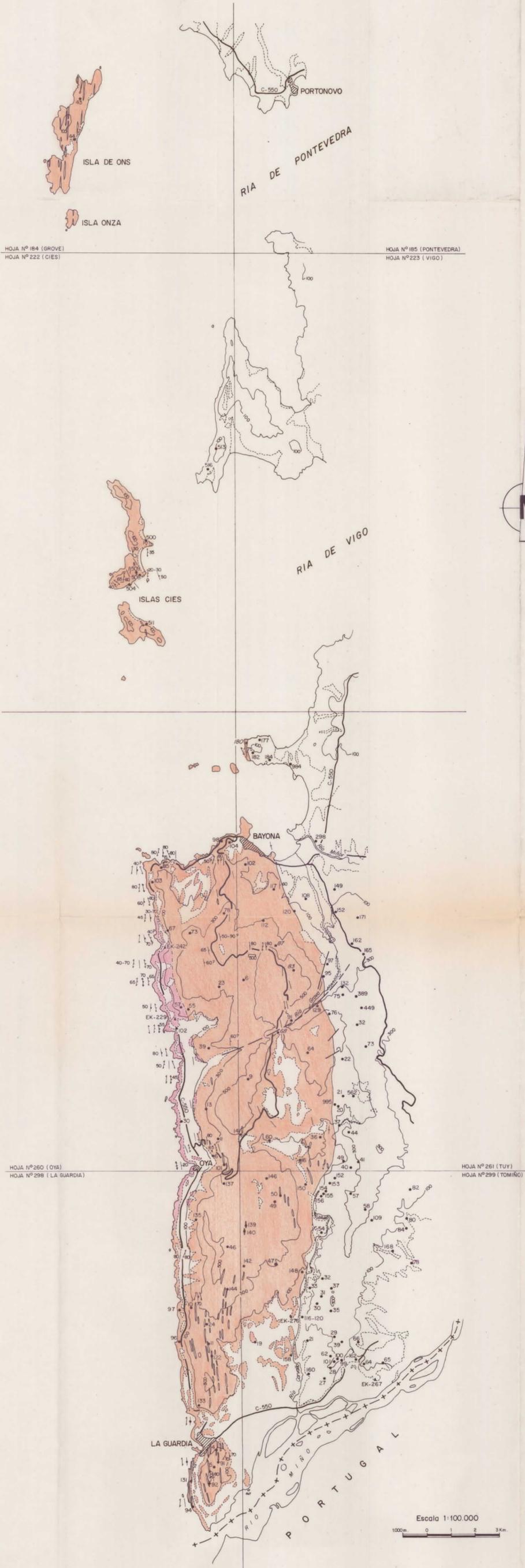
III.- Rocas ígneas posteriores.

- Hoja 184: 44 (Macizo de Caldas de Reyes).
- Hoja 261: 184 (dolerita).

IV.- Rocas de clasificación dudosa.

- Hoja 260: 98 (¿pegmatita?), 101 (¿ortogneis?).
- Hoja 261: 16 (¿paragneis?).
- Hoja 298: 10, 46, (¿filón de cuarzo?), 92 (¿albitita?), 94 (¿albitita?).
- Hoja 299: 139 (¿ortogneis?), 140 (¿ortogneis?).

O
C
I
T
A
L
A
N
O
C
E
A
N
O



ALINEACION GRANITICA DE ONS-LA GUARDIA

25057
ONS-LA GUARDIA

Proyecto: "ESTUDIO Y CARACTERIZACION PETROLOGICA Y GEOQUIMICA DE LAS ROCAS GRANITICAS DE LA ZONA SUROCCIDENTAL DE GALICIA (2ª FASE)"

LEYENDA

- Granitos de dos micas de grano fino-grueso
- Zona con claro predominio de granitos de dos micas de grano grueso

SIMBOLOS

- Contacto intrusivo
- - - Contacto gradual
- · - · - Contacto discordante. Límite de recubrimientos terciarios y cuaternarios
- - - - - Falta (supuesta)
- Muestra procedente del Plan Magna
- ▲ Muestra propia del Proyecto
- 68 Situación de muestra analizada geoquímicamente
- 40 | + Orientación planar (con buzamiento, buzamiento vertical)
- 100 | + Dirección de lineación o de orientación planar con buzamiento indeterminado
- 15 | + Esquistosidad (con buzamiento, buzamiento vertical)
- 15 | + Lineación (con cabeceo, subhorizontal)
- 15 | + Microzolla (con buzamiento; buzamiento vertical; buzamiento indeterminado)
- Carretera
- Río
- Población
- 100 Curva de nivel

Operadora: GEOPRIN, S.A.
 Autor: KLEIN, E. (GEOPRIN, S.A.)
 Asesoramiento tectónico: MARTINEZ CATALAN, J.R. (Univ. Salamanca)
 Dibujado: GUTIERREZ, J.L.
 Dirección y supervisión del I.G.M.E.: RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R.
 Año: 1987