

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

CARACTERIZACION PETROLOGICA Y GEOQUIMICA DEL CONJUNTO GRANITOIDE INHOMOGENEO
DE LA ESTRADA (SECTOR CUNTIS).

25057

CARACTERIZACION PETROLOGICA Y GEOQUIMICA DEL
CONJUNTO GRANITOIDE INHOMOGENEO DE LA ESTRADA
(SECTOR CUNTIS).

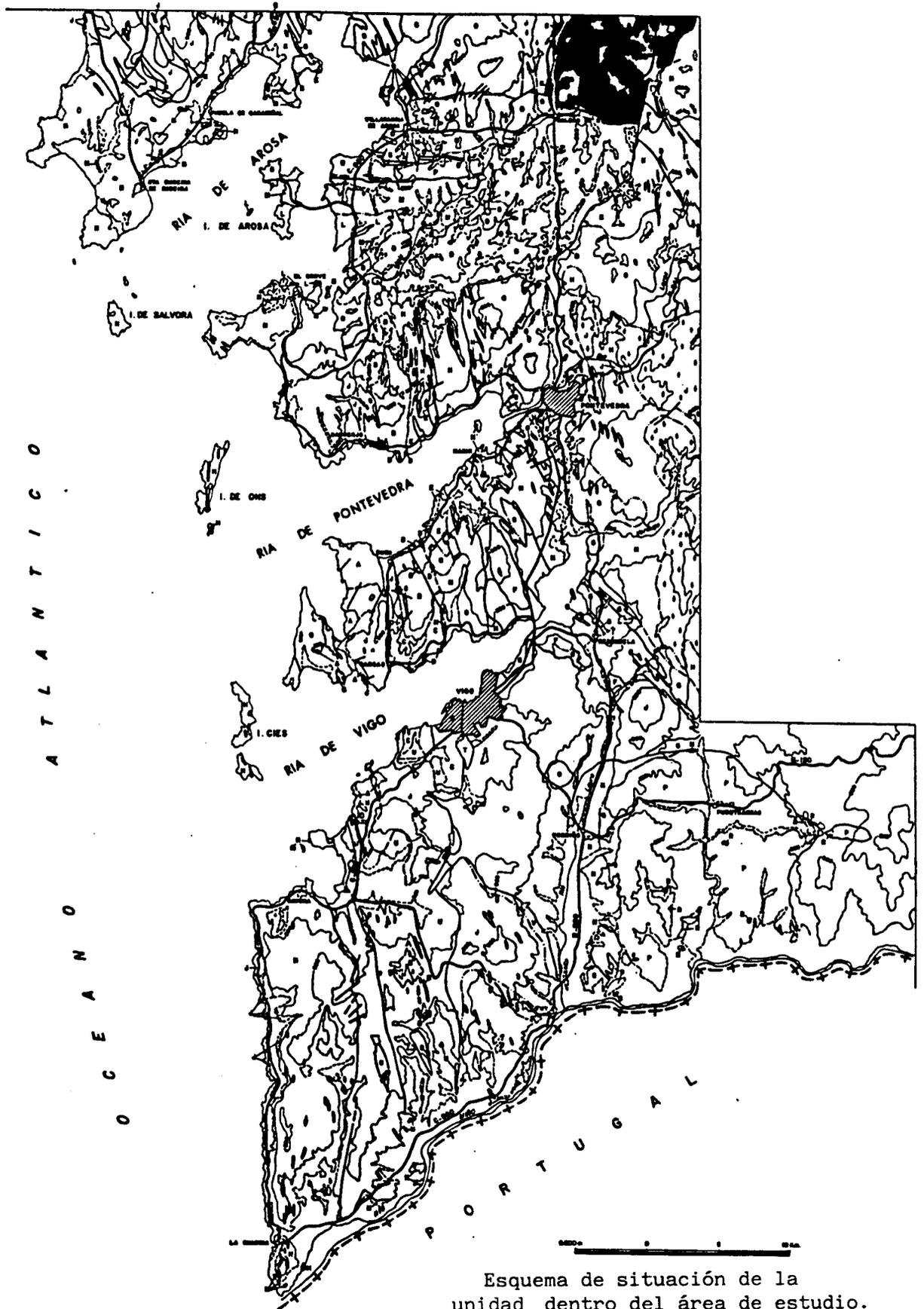
El presente estudio geológico ha sido realizado por GEOPRIN,S.A., para la División de Geología del I.G.M.E., habiendo intervenido en el mismo, los siguientes técnicos superiores:

- 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.	4
2.- <u>CARACTERIZACION MACROSCOPICA.</u>	7
2.1.- INTRODUCCION Y CARACTERISTICAS GENERALES.	7
2.2.- CARACTERISTICAS LITOLOGICAS.	8
2.3.- NATURALEZA DE LOS CONTACTOS.	13
2.4.- FABRICA DE LOS MATERIALES.	14
2.5.- ENCLAVES.	14
2.6.- MANIFESTACIONES FILONIANAS.....	15
2.7.- CANTERAS, MINERALIZACIONES E INDICIOS ASOCIADOS	15
2.8.- DIFERENCIAS Y SEMEJANZAS CON CUERPOS GRANITICOS SIMILARES. ..	15
3.- <u>CARACTERIZACION MICROSCOPICA.</u>	18
3.1.- COMPOSICION Y DESCRIPCION MINERALOGICA	18
3.2.- TEXTURA.	28
3.3.- CLASIFICACION.	30
4.- <u>METAMORFISMO DE CONTACTO.</u>	34
5.- <u>GEOQUIMICA.</u>	36
6.- <u>BIBLIOGRAFIA.</u>	40
ANEXO: Relación de las muestras situadas en el mapa.	43

1.- SITUACION, DENOMINACIONES Y ANTECEDENTES.



1.- SITUACION, DENOMINACIONES Y ANTECEDENTES.

1.1.- SITUACION.

La parte del Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada objeto de estudio del presente informe se sitúa al norte de la hoja topográfica E.1:50.000 de Villagarcía de Arosa (152/04-09), en la provincia de Pontevedra. Se extiende aproximadamente entre Caldas de Reyes (X= 529.400; Y=4.717.100) y Cuntis (X= 535.900; Y= 4.720.500).

1.2.- SINONIMOS.

- "Granitos de dos micas". Mapa petrográfico estructural de Galicia, E. 1:400.000, PARGA PONDAL.
- "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 con 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 de 2 micas". Mapa geológico de España E. 1:200.000, Hoja de Pontevedra-La Guardia (16-26), I.G.M.E. (1971).
- "Granitoide migmatítico". Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja de Villagarcía de Arosa (152/04-09), I.G.M.E. (1982).
- "Granitos y leucogranitos de dos micas". Mapa Geológico do Macizo Hespérico, E. 1:500.000, PARGA PONDAL et al. (1982).

- "Granitos de dos micas s.l." + "Granito inhomogéneo" + "Esquistos y pizarras más o menos migmatizados". Mapa geológico de España E. 1:200.000, Hoja de Pontevedra/La Guardia (16/26). I.G.M.E. (1985a).

1.3.- NOMBRE ACTUAL.

El conjunto deriva su nombre de la población de La Estrada (X= 541.750; Y= 4.726.700) situada en la hoja topográfica E. 1:50.000 del mismo nombre (121/05-08). La designación actual aparece por primera vez en los informes del proyecto "Caracterización y correlación petrológica, geoquímica y geocronológica de las rocas graníticas de Galicia (La Coruña/Lugo)" (I.G.M.E., 1985b), que se encuentran publicados parcialmente en BELLIDO et al. (1987).

1.4.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS.

No existe ningún estudio petrológico específico sobre la parte del conjunto en cuestión. En las memorias de las hojas geológicas del I.G.M.E. (1971, 1982, 1985a) se realizan descripciones petrográficas sintetizadas de varias unidades con rocas graníticas, por lo que no ha sido posible discriminar las características propias a la parte del conjunto que aflora al norte de la Hoja de Villagarcía de Arosa.

En los mapas geológicos anteriores a 1982, la parte del conjunto en cuestión está cartografiada como granitos de dos micas con algunos retazos de metasedimentos, sin distinguirla de las masas graníticas mucho más homogéneas de las unidades colindantes del Conjunto granítico de Padrón, la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén y la Alineación Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo. En la hoja geológica E. 1:50.000 de Villagarcía de Arosa, (I.G.M.E., 1982), la zona sigue considerándose como compuesta por más de 95% de granitos idénticos con los de las unidades graníticas mencionadas previamente, pero se ha indicado con una sobrecarga la presencia de "abundantes restitos nebulíticos" (aparte de "zonas graníticas homogéneas" y "zonas graníticas orientadas", mediante otras sobrecargas).

En la hoja geológica E.1:200.000 de Pontevedra/La Guardia (I.G.M.E., 1985a), la parte del conjunto objeto de estudio de este informe ya se diferencia parcialmente de las unidades colindantes compuestas por granitos de dos micas ("granito inhomogéneo" con "zonas muy migmatizadas" y "esquistos y pizarras más o menos migmatizados"). Los autores de dicha hoja observan que el granito inhomogéneo aparece en relación espacial con restitos metasedimentarios y que puede considerarse como granitoide migmatítico inhomogéneo. Son frecuentes los schlieren biotíticos y otras estructuras de carácter migmatítico.

La parte del conjunto que aflora en la hoja topográfica E.1:200.000 de Santiago de Compostela (07/01-02) ha sido descrita en el informe nº 19 de la memoria 2 del proyecto "Caracterización y correlación petrológica, geoquímica y geocronológica de las rocas graníticas de Galicia (La Coruña-Lugo)" (I.G.M.E., 1985b).

2.- CARACTERIZACION MACROSCOPICA.

2.- CARACTERIZACION MACROSCOPICA.

2.1.- INTRODUCCION Y CARACTERISTICAS GENERALES.

La parte del Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada que aflora en la hoja E. 1:50.000 de Villagarcía de Arosa y que a continuación, por afán de brevedad, se designará como sector Cuntis, tiene aproximadamente la forma de una ancha faja de dirección N10°E. Constituye una parte pequeña (alrededor de 46 km²) de un área muy vasta caracterizada por el abundante desarrollo de rocas migmáticas (metatexitas, diatexitas). Esta zona se extiende por decenas de kilómetros hacia el norte y este, formando la matriz en la que se enclavan las distintas unidades graníticas reconocidas en este área. Hacia el NO, sus zonas con mayor abundancia en rocas granitoides han sido agrupadas en el Conjunto granitoide inhomogéneo de Monte Freito, mientras la parte equivalente oriental, situada principalmente en la hoja E.1:50.000 de La Estrada, ha recibido el nombre de Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada.

El sector Cuntis del granitoide inhomogéneo separa el Conjunto granítico de Padrón del sector Sebil de la Alineación granítica de Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo. Al sur, está truncado por el macizo postectónico de Caldas de Reyes, pero al sur de aquel macizo aflora, como si de un eco del conjunto granitoide inhomogéneo se tratase, una zona con granitos inhomogéneos ("facies heterogénea a escala de muestra de mano") que ha sido incorporada a la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén (I.G.M.E., 1986).

Los contactos del sector Cuntis con las unidades de granitos de dos micas sincinemáticos son difusos y difíciles de indicar con precisión y sólo el contacto con el macizo postectónico de Caldas de Reyes está bien definido.

Desde el punto de vista topográfico, el sector Cuntis forma una depresión, cuyas cotas son en gran parte inferiores a los 200 m. Culminan en el Agro do Monte (X= 533.300; Y= 4.722.350, Z= 339). Esta muy recubierto de suelos y su relieve suave es dominado por los relieves de las unidades colindantes de granitos de dos micas sincinemáticos.

Sus materiales afloran mal y los granitos están a menudo muy alterados en jabre. No se conoce ningún afloramiento con roca realmente fresca. Las masas más importantes de los granitos relativamente homogéneos suelen destacar ligeramente en el terreno y formar cerros con un relieve suavizado. Los granitos pueden asomar en forma de pequeñas rocas bastante angulosas, que nunca forman "penedos".

El conjunto representa una zona caracterizada por un grado medio-alto de metamorfismo regional. Se situaría en el Dominio esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes y según el mapa geológico E.1:200.000 de Pontevedra/La Guardia (I.G.M.E., 1985a), los metasedimentos pertenecen al Complejo de Villagarcía-Cuntis de su puesta edad Silúrico.

2.2.- CARACTERISTICAS LITOLÓGICAS.

El sector Cuntis del Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada consta de rocas muy heterogéneas, que se pueden clasificar en dos grupos principales, entre los cuales existen, sin embargo, transiciones. En primer lugar existen numerosos afloramientos con metasedimentos más o menos migmatizados de tipo metatexita. Las metatexitas parecen derivar de dos tipos principales de metasedimentos, a saber esquistos cuarzomíceos y paragneises predominantemente biotíticos de grano fino. Las migmatitas son casi exclusivamente de tipo estromático o flebítico y se caracterizan por una alternancia a escala mm. - dcm. de un leucosoma granitoide y un melanosoma micáceo por lo general muy bien contrastados. El melanosoma consta de una roca esquistosa muy rica en biotita y a menudo con abundante sillimanita. Tiene carácter de restito. El leucosoma es variable en cuanto a tamaño de grano (desde < 1 mm. a pegmatoide) y composición. Suele contener dos micas, con

la biotita predominante sobre la moscovita y poseer un índice de color más bien bajo. Por regla general, su textura es algo inequigranular y no porfídica.

El segundo grupo consta de granitoides. Como estará claro, éstos ya están presentes en el leucosoma de las migmatitas, pero aquí se refiere a las masas más homogéneas de este tipo de rocas que no alternan a escala mm-dcm. con el melanosoma, sino que constituyen la masa principal más o menos coherente de afloramientos enteros e, incluso, de zonas hectométricas a kilométricas. Se trata, pues, de granitoides diatexiticas y otros más homogéneos. Como también se entenderá, no existe una separación clara entre las metatexitas más ricas en componente granitoide y las diatexitas más heterogéneas. Son principalmente granitos de dos micas con un tamaño de grano que va desde fino a grueso (de 1 a 8 mm.), de textura más o menos equigranular o algo porfídica. Los granitos de grano medio-fino (1-3 mm.) suelen ser equigranulares y sólo excepcionalmente se observa cierta tendencia al porfidismo debida a la presencia de cristales de feldespatos potásicos mayores de 5 mm. (de hasta 15 mm.). Entre los granitos de grano medio-grueso (3-8 mm.), la tendencia a ser porfídica está algo mejor definida y existen variantes francamente porfídicas, con megacristales subidiomorfos de feldespatos potásicos de hasta 35 mm. de largo, que suelen mostrar numerosas secciones alargadas (p.e., de 30x3 mm.).

El índice de color de los granitos suele ser comparable al promedio de los granitos de dos micas sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo de Galicia septentrional y occidental o algo inferior o superior. Existen leucogranitos ($\leq 3\%$ de biotita). En la mayoría de los casos, la cantidad de moscovita iguala o supera la de la biotita, pero no son raras las variantes en las que a simple vista la biotita predomina sobre la moscovita e, incluso, hay granitos texturalmente iguales a los de dos micas, que tienden a ser más bien biotíticos. El índice de color de estos granitos más bien biotíticos puede ser algo superior al promedio, pero no necesariamente, existiendo incluso variantes biotíticas pálidas. Las micas tienen dimensiones normales, es decir, que no se han observado variantes con grandes moscas de moscovita (> 8 mm.) o "alas de mosca" de biotita (> 6 mm.).

En cuanto a la homogeneidad, ésta resulta ser muy variable. A menudo, los granitos son altamente inhomogéneos observándose numerosos schlieren micáceos, con todas las transiciones a enclaves tabulares y placas de un melanosoma restítico (diatexitas con textura "Schollen" o "Schlieren" de MEHNERT, 1971). También hay granitos más o menos bandeados, con bandas por lo general difusas que difieren entre sí por su tamaño de grano, índice de color, proporción relativa biotita/moscovita, grado de contaminación, porfidismo, etc. El bandeo composicional o textural puede estar subrayado por schlieren micáceos. Las diatexitas nebulíticas parecen faltar. Por otra parte, tampoco son raros los afloramientos o manchas hectométricas con granitos homogéneos. En estos casos, los granitos de grano medio-fino (1-3 mm.) pueden semejar mucho a los de las facies del mismo tamaño de grano de las unidades de granitos de dos micas sincinemáticos, como, por ejemplo, las facies Padrón, Castrove y B de las unidades colindantes del Conjunto granítico de Padrón, el sector Sebil de la Alineación de Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo y la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén, respectivamente. Los de grano medio-grueso (3-8 mm.) pueden parecerse mucho a las facies Paradela, A y Fracha de las unidades mencionadas previamente. En varios afloramientos, los dos tipos de granitos pueden estar presentes a la vez y mostrar contactos netos, aunque soldados. Estos casos recuerdan mucho a los encontrados en las unidades de granitos de dos micas sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo de Galicia septentrional y occidental y no cabe duda de que parte de la inhomogeneidad observada en los granitos del sector Cuntis es el resultado de la existencia de al menos dos pulsos magmáticos, al igual que en las unidades mencionadas anteriormente.

Las relaciones entre las metatexitas por una parte y las diatexitas y granitos más o menos homogéneos por otra parte no quedan claras del todo. La inhomogeneidad de los granitos parece en gran parte el resultado de una fuerte contaminación con rocas restíticas (enclaves del melanosoma de las migmatitas pasando a schlieren micáceos). En los granitos más o menos homogéneos no se han observado nunca enclaves de migmatitas estromáticas bien delimitadas, como ocurre en el Macizo de Corrubedo o el Granitoide de Corcubiión del Conjunto granitoide inhomogé-

neo de Camariñas, y los contactos entre los granitos más o menos homogéneos y las finas intercalaciones granitoides del leucosoma de las metatexitas son siempre muy difusos. Aunque es poco frecuente observar que los granitos más o menos homogéneos corten metatexitas o diatexitas, existen algunos ejemplos muy claros de granitos de grano medio-fino (1-3 mm.) que forman filoncillos o diques en las últimas, demostrando que estos granitos son, al menos en parte, intrusivos en las metatexitas y diatexitas. Pueden cortar también a los granitos más homogéneos de grano medio-grueso, lo que recuerda mucho a la situación encontrada en muchas unidades de granitos de dos micas sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo de Galicia.

En cuanto a los granitos de grano medio-grueso, no se conocen tales ejemplos. Este tipo de granito parece estar más soldado con las metatexitas. Parecido fenómeno se conoce también en la Alineación granítica de Donón-Tomiño. Es probable que los granitos de grano medio-grueso, que en las unidades de granitos de dos micas sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo son anteriores a los de grano medio-fino, sean más contemporáneos con la migmatización que los últimos.

Merece una mención especial la presencia de un tipo de granitoides que se distinguen de la gran mayoría de los granitos presentes en el sector Cuntis. Se trata de granitoides biotíticos que contienen poca o muy poca moscovita y que por lo común tienen un índice de color claramente más elevado que los demás granitos. Su matriz es de grano medio y de una textura algo inequigranular, con las biotitas inferiores a los $2\frac{1}{2}$ mm., los cuarzos casi todos inferiores a los 3 mm. y con feldespatos que mayoritariamente mide entre 1 y 6 mm., pero que en algunos cristales alcanza los 8 - 10 mm. Rasgos muy típicos de este tipo de granitoides son, aparte de su riqueza en biotita ya señalada, su textura porfídica y en grano de arroz. Suelen contener megacristales de feldespatos potásicos con secciones subidiomorfos alargadas que llegan a medir 60 x 14 mm., aunque en su gran mayoría no sobrepasan los 35 x 5 mm. Están casi invariablemente maclados según la ley de Karlsbad y suelen incluir a pequeños cristales de plagioclasa y biotita ya observables a simple vista (a veces con distribución zonada). A menudo están algo te

ñidos de óxidos de Fe.

El porfidismo es contrastado, pero la textura de la matriz suele caracterizarse por una heterogranularidad seriada (1-8 mm.), con feldespatos en "grano de arroz" que poseen secciones aproximadamente isométricas o alargadas cortas y que son redondeadas o subidiomorfas. Son siempre inhomogéneos mostrando una distribución desigual de los megacristales de feldespato potásico (desde ausentes hasta 20% de la roca) y a menudo schlieren o placas de biotita + sillimanita.

En sus variantes más típicas recuerdan fuertemente a los granitoides biotíticos porfídicos del grupo de las llamadas "granodioritas precoces, como, por ejemplo, los encontrados en el Macizo de Bayo-Vigo.

Sus relaciones con las demás rocas del sector Cuntis del Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada no están claras. Parecen estar muy soldados a las metatexitas y diatexitas y pueden estar cortadas por granitos de dos micas de grano medio-fino (1-3 mm.). A veces parecen pasar a los granitos de dos micas de grano medio-grueso (3-6 mm.). Los extremos redondeados que se observan en los megacristales de feldespato potásico y los feldespatos redondeados en la matriz ("granos de arroz") sugieren que han sido deformados con muchas más intensidad que los demás granitos del sector. Podría tratarse de elementos granitoides anteriores a la gran mayoría de los granitos de dos micas y pertenecientes al grupo de los granitoides biotíticos precoces, que han sido migmatizados o que se han hibridado fuertemente con el migma por ser más o menos contemporáneo su emplazamiento con el proceso de migmatización. La zona donde se puede encontrar este tipo de granitoide ha sido indicado en el mapa correspondiente al sector Cuntis.

La proporción de los granitos más o menos homogéneos en el sector Cuntis resulta difícil de estimar debido a las malas condiciones de afloramiento. Parece que ocupen más del 50% del área, pero, ya que los granitos tienden a resaltar algo

en el terreno y aflorar mucho mejor, esta estimación podría ser bastante sesgada en detrimento del volumen de las auténticas migmatitas.

2.3.- NATURALEZA DE LOS CONTACTOS.

Los contactos con el Conjunto granítico de Padrón y la Alineación Salvatierra La Cañiza-Cerdedo son muy vagos y difíciles de indicar. Su trazado en el mapa correspondiente al sector ha sido muy esquematizado. La dificultad con la que tropieza la delimitación del sector Cuntis frente a estas dos unidades de granitos de dos micas sincinemáticas reside en la circunstancia de que el sector consta por una parte considerable de granitos muy parecidos a los encontrados en ambas unidades. Hacia los contactos del sector, la proporción relativa de estos granitos aumenta gradualmente, sin que sea posible indicar con precisión (también por las malas condiciones de afloramiento) donde comienzan los macizos graníticos, que, por lo demás, siempre siguen englobando algún retazo de metasedimentos migmatizados.

El contacto oriental podría coincidir en parte con fallas, como, por ejemplo, la que pasa por Cuntis y que trunca al Macizo de Caldas de Reyes (véase la cartografía de este macizo: I.G.M.E., 1986). Otro ejemplo podría ser el de la falla de dirección N70°E. que pasa al sur de Cuntis (I.G.M.E., 1982 a).

El contacto occidental podría guardar relación con la falla importante de dirección N-S que cruza casi toda Galicia y que pasa por Tuy-Pontevedra-Caldas de Reyes- Padrón-Bertamiráns-Bembibre-Carballo.

El contacto con el Macizo de Caldas de Reyes es neto, aunque algo irregular a escala decamétrica-hectométrica como consecuencia de la existencia de apófisis del último. Trunca el Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada cortando sus estructuras y causando localmente efectos de metamorfismo de contacto, como la desaparición de moscovita primaria, la aparición de andalucita y de agregados de biotitas muy finas + sillimanita + moscovita tardía.

2.4.- FABRICA DE LOS MATERIALES.

El melanosoma de las metatexitas suele mostrar una esquistosidad bien definida, que es indicada por las numerosas micas (μF_2 ?). La esquistosidad principal puede estar plegada de manera muy fuerte observándose micropliegues milimétricos o centimétricos cuya morfología es igual a la de las crenulaciones de la F_3 - que se observan con tanta frecuencia en Galicia. El leucosoma suele estar mucho menos plegado, incluso cuando linda con el melanosoma crenulado.

Los granitoides inhomogéneos muestran casi siempre una clara orientación, que es marcada por las micas, schlieren micáceos y enclaves de restitos, todos más o menos paralelos.

Los granitos más homogéneos suelen mostrar una débil foliación de las micas y las variantes porfídicas de los megacristales de feldespato potásico. Resulta difícil discernir entre posibles efectos de deformación, flujo magmático y fábricas heredadas de rocas anteriores. A simple vista, la deformación de los granitos parece débil o muy débil y no se han observado fenómenos de cizallamiento. Sólo en contados casos se observa una ligera gneisificación en los granitos de grano medio-grueso.

2.5.- ENCLAVES.

Debido al carácter en gran parte migmatítico del sector Cuntis, resulta a menudo inapropiado hablar de enclaves en lo que concierne a los metasedimentos. Los enclaves bien definidos encontrados en los granitos diatexiticos o más o menos homogéneos son casi exclusivamente placas de una roca restítica (biotita \pm sillimanita \pm moscovita) de dimensiones centimétricas-decimétricas, que parecen representar el melanosoma desmembrado de las metatexitas. Suelen mostrar pasos completamente transicionales a schlieren micáceos. También se conocen unos pocos enclaves cm.-dcm. de paragneises de grano fino (tipo "resister").

2.6.- MANIFESTACIONES FILONIANAS.

A pesar del carácter migmatítico del sector, las rocas filonianas son escasas, al menos cuando no se consideran como tales el leucosoma a menudo aplitoide, pegmatoide o pegmaplitoide de las metatexitas. En las diatexitas y granitos más o menos homogéneas, se encuentra muy poca pegmatita (bolsadas, lentejones y filones). La pegmatita suele ser pobre en moscovita. La aplita está prácticamente ausente.

2.7.- CANTERAS, MINERALIZACIONES E INDICIOS ASOCIADOS.

En el sector Cuntis existen unas pocas canteras de dimensiones pequeñas, todas abandonadas, donde, al parecer, se ha beneficiado el jabre como áridos. En "pedreiras" superficiales y muy pequeñas se han explotado los granitos más o menos homogéneos para mampostería de uso local.

En el mapa minero-metalogénico de Galicia E. 1:400.000 (I.G.M.E., 1982^b) se señala la existencia de una mineralización de W (wolframita) en el Monte Calvo (X= 531.500; Y= 4.720.600). Se trata de un filón cuarzoso con arsenopirita y pirita como sulfuros acompañantes.

2.8.- DIFERENCIAS Y SEMEJANZAS CON CUERPOS GRANITICOS SIMILARES.

El sector Cuntis forma parte del Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada. No se distingue en nada esencial del resto de dicho conjunto. Al igual que el resto del conjunto, forma una zona topográfica relativamente baja, con pequeños cerros de rocas graníticas más homogéneas. Sus contactos con los macizos de granitos de dos micas sincinemáticos son igualmente de difíciles de indicar y las relaciones con estos granitos son las mismas.

Una diferencia respecto a la parte oriental del conjunto es que no se conocen los enclaves "resister" tan variopintos de aquella zona, donde se hallan anfibolitas nematoblásticas y en copos, rocas calcosilicatadas, cuarcitas, serpentinitas, etc. Ello tiene que ver con el carácter menos variado del protolito de las migmatitas en el sector Cuntis, donde, por ejemplo no se conocen las rocas típi-

cas para el Complejo de Ordenes o del Grupo Lalín-Forcarey.

Una diferencia con el Conjunto granitoide inhomogéneo de Monte Freito parece ser que en el sector Cuntis los restos de ortogneises glandulares migmatizados reconocibles como tales faltan casi por completo y quizás del todo (únicamente en Cuntis se ha observado un afloramiento con un tipo de diatexita , que podría derivar del ortogneis). El Conjunto granitoide inhomogéneo de Monte Freito está íntimamente asociado a numerosas manchas kilométricas de ortogneis glandular migmatizado y engloba en muchos puntos restos de ellos (I.G.M.E., 1984).

Una diferencia con la facies heterogénea de la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén, que constituye la prolongación del sector Cuntis hacia el sur, al otro lado del Macizo de Caldas de Reyes, es el carácter más granítico de la última. Aquí, las metatexitas no parecen constituir más de un 10% de la superficie.

3.- CARACTERIZACION MICROSCOPICA.

3.- CARACTERIZACION MICROSCOPICA.

A continuación se realiza únicamente una caracterización microscópica de los elementos granitoides del sector Cuntis del Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada. Sobre las demás rocas presentes, que están mal representadas en la colección de láminas delgadas disponibles, se encontrarán unas referencias muy someras en el párrafo 3.3. de este informe. Dentro de las rocas granitoides se puede distinguir, de modo esquemático, entre un grupo cuantitativamente importante de granitos de dos micas y un grupo subordinado de granitoides biotíticos con muy poca moscovita ($\leq 2\%$). La gran mayoría de las láminas delgadas estudiadas corresponde al primer grupo, por lo que la caracterización microscópica se refiere esencialmente a aquel grupo, pero las particularidades que ofrecen las rocas del segundo grupo se mencionan adicionalmente.

3.1.- COMPOSICION Y DESCRIPCION MINERALOGICA.

Minerales principales: Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita.

Minerales accesorios: Apatito, rutilo(?), circón, monacita, opacos, esfena(?), granate, sillimanita, andalucita, cordierita.

Minerales secundarios: Filosilicatos coloreados con características ópticas intermedias entre las de la biotita y clorita, clorita, sericita, ilmenita, opacos, feldespato potásico, rutilo, esfena(?), anatasa(?), clinozoisita.

El cuarzo se presenta en su gran mayoría en agregados policristalinos aproximadamente isométricos y de contornos poco irregulares. Pocas veces aparece en monocristales grandes (> 1 mm.). Las características de los cristales y subcristales de los agregados dependen del grado de deformación y recristalización del cuarzo. En las muestras claramente deformadas (mayor parte de la extensión del

sector Cuntis), los agregados están netamente cuarteados e, incluso, triturados, mostrando sus cristales o subcristales a menudo bordes suturados y una extinción ondulante patente. Algunos agregados pueden llegar a mostrar una textura en mortero, con cristales o subcristales de grano muy fino con bordes muy dentados. En algunas ocasiones, los agregados muestran secciones alargadas, al igual que sus cristales o subcristales, y se moldean alrededor de cristales mayores de feldespato. En la muestra 04-09 TCFS 154 el cuarzo muestra lamelas de deformación.

En una amplia zona de alrededor de $1\frac{1}{2}$ km. de anchura, que linda con el Macizo de Caldas de Reyes, el cuarzo está parcial o totalmente recrystalizado. El grado de recrystalización aumenta hacia el contacto y a 1 km. del mismo todo el cuarzo está muy recrystalizado. Aquí, los agregados constan de cristales, a veces poco numerosos (3-10 ejemplares), con una extinción ondulante muy débil y a menudo prácticamente ausente. Los bordes de los cristales suelen ser regulares e, incluso, rectos y se observan con frecuencia puntos triples, que pueden estar muy bien definidos.

El número de microlitos acciculares de rutilo (?) incluidos en el cuarzo, es casi invariablemente bajo-muy bajo. El cuarzo puede incluir también algún cristal pequeño, a menudo subidiomorfo, de biotita, moscovita, plagioclasa, circon o sillimanita.

El cuarzo se presenta también bajo otras formas, que, sin embargo, tienen escasa importancia cuantitativa. En los feldespatos, más en particular en los cristales de dimensiones mayores de feldespato potásico, se observan con cierta frecuencia unas pocas inclusiones de cuarzo más o menos redondeadas y a veces subidiomorfas (en una ocasión con una sección octogonal), que sugieren derivar del polimorfo de alta temperatura. La observación de dos inclusiones de este tipo pegadas entre sí en un cristal grande de feldespato potásico podría representar un caso de sinneusis. Sin embargo, resulta con frecuencia difícil averiguar si se trata realmente de cristales que pseudomorfizan la forma de alta temperatura, porque se presentan pasos a cristales menos subidiomorfos y con formas en gota, que en contados casos forman enjambres dentro de feldespato potásico y que, al menos en algunas ocasiones, son de origen tardío.

Formas indudablemente tardías de cuarzo aparecen en las mirmequitas, como relleno de grietas en feldespatos, en intercrecimientos simplectoides con micas, en guirnaldas o gotas gruesas en feldespato potásico o alrededor de micas en forma de aureolas más o menos continuas y de anchura variable. En la aureola de metamorfismo de contacto ocasionado por el Macizo de Caldas de Reyes se observa en muy pocas ocasiones cuarzo tardío en mallas irregulares, que sustituye al feldespato potásico.

El cuarzo parece sustitutivo respecto a casi todos los demás minerales (feldespatos, micas, silicatos de aluminio, apatito), especialmente en la zona de contacto alrededor del Macizo de Caldas de Reyes.

El feldespato potásico se presenta en cristales casi siempre claramente xenomorfos y a veces intersticiales respecto a la plagioclasa primaria. Raras veces se observan algunos cristales que tienden a ser subidiomorfos. En la mayoría de las láminas delgadas, el mineral forma cristales que no son mayores que los de los demás constituyentes principales, pero en bastantes láminas delgadas se observa una tendencia del feldespato potásico a formar unos pocos cristales relativamente grandes o, incluso, algún megacristal. Los cristales mayores muestran sólo en pocas ocasiones secciones alargadas. Los cristales de dimensiones normales poseen casi sin excepción secciones aproximadamente isométricas. Pocas veces, el mineral aparece en agregados de cristales pequeños (≤ 0.8 mm.). Parecen resultar de la trituración de cristales originalmente más grandes y en ocasiones los cristales de tales agregados parecen estar recristalizados mostrando algún punto triple.

Habitualmente, el número de inclusiones es bajo-muy bajo y sólo en los cristales de dimensiones mayores puede llegar a ser moderadamente alto. Se trata principalmente de cristales de plagioclasa primaria, cuarzo (de alta temperatura? y/o tardío), biotita y de plagioclasa y moscovita tardías. La presencia de enjambres de inclusiones pequeñas de cuarzo en algunos cristales de dimensiones mayores puede recordar algo a un intercrecimiento de tipo granofiro. Este fenómeno es muy poco frecuente (únicamente observado en dos láminas delgadas). Otras inclusiones observadas son cristales del mismo mineral (muy poco frecuente), de sillimanita, apatito y circón. Es muy raro que las inclusiones de plagioclasa

primaria estén orientadas respecto a alguna dirección cristalográfica del cristal hospedante.

El maclado en enrejado está desigualmente desarrollado. Por lo general, está poco definido y falta en numerosos cristales. Las maclas sencillas son poco frecuentes y se presentan principalmente en los cristales de dimensiones mayores.

El feldespato potásico suele ser poco pertítico, aunque en numerosas láminas delgadas aparecen unos pocos cristales claramente pertíticos. Se trata esencialmente de pertitas muy finas o finas (espesor de < 0.005 mm.), siendo la forma más frecuente la de enjambres de lamelas regulares muy finas y perfectamente paralelas. También aparecen como lamelas algo menos finas, menos regulares y menos perfectamente paralelas, con pasos a vetillas más gruesas subparalelas, o como parches muy finos. Existen transiciones a pertitas medianamente gruesas (0.005-0.01 mm. de espesor), principalmente en forma de vetas anastomadas y coalescentes con parches. Las formas más gruesas se presentan casi exclusivamente en los cristales de dimensiones mayores. Todos los tipos de pertitas señalados pueden estar presentes en un mismo cristal.

En los granitos, la plagioclasa primaria se presenta en cristales relativamente grandes, no mirmequíticos, de hábito xeno-subidiomorfo. La tendencia a formar cristales subidiomorfos es, por lo general, débil y se observa con más frecuencia en las inclusiones pequeñas englobadas por cristales de dimensiones mayores de feldespato potásico y en la plagioclasa más anortítica. La mayoría de las láminas delgadas corresponden a granitos de dos micas s.s. y en ellas la plagioclasa primaria tiene un contenido en anortita que fluctúa entre 20 y 0%, siendo el intervalo que con más frecuencia se observa el de 13 a 17%. En los granitos s.s., el zonado está ordinariamente poco desarrollado y en un buen número de cristales falta casi por completo. Es mayoritariamente de tipo normal y difuso manifestándose principalmente en la presencia de bordes algo más ácidos frente al feldespato potásico, mientras el resto del cristal apenas muestra un zonado. Estos bordes suelen ser vagos, pero pueden estar mejor definidos en las inclusiones pequeñas englobadas por cristales de dimensiones mayores de feldespato y en la plagioclasa más anortítica. El zonado puede ser también algo irregular, con manchas difusas poco patentes.

La plagioclasa está a menudo algo sericitizada. La sericitización puede ser diferencial observándose estrechos bordes no sericitizados y un gran núcleo más o menos homogéneamente sericitizado o núcleos relativamente pequeños intensamente sericitizados (especialmente en las inclusiones en feldespato potásico y los cristales más anortíticos). La moscovitización de la plagioclasa primaria es ordinariamente débil, aunque puede haber algún cristal algo relleno de cristales de moscovita.

La plagioclasa primaria suele mostrar numerosas lamelas polisintéticas finas. Pocas veces se observa un vago maclado en damero. Incluye a menudo algún cristal de cuarzo redondeado de hasta 0.3 mm. de diámetro. También puede incluir biotita, apatito, circón o agujas de sillimanita. Las manchas de feldespato dentro de la plagioclasa primaria son escasas.

La plagioclasa secundaria aparece en cristales xenomorfos de grano fino a muy fino (≤ 0.8 mm.) con secciones isométricas a menudo lobulares. Sustituye claramente al feldespato potásico. Tiende a formar agregados irregulares que crecen en los bordes o dentro de los cristales de feldespato potásico. También puede presentarse en hileras intersticiales de cristales muy finos o como películas muy delgadas que se sitúan sobre los contactos entre cristales de feldespato potásico. Por lo común, es poco o nada mirmequítica. Las mirmequitas suelen estar mejor definidas en láminas delgadas con plagioclasa más anortítica. La plagioclasa secundaria es principalmente albítica. Puede mostrar también bordes más ácidos frente al feldespato potásico. Está apenas sericitizada y contiene pocas escamas de moscovita.

La cantidad de plagioclasa secundaria parece por lo general relativamente baja, pero en muchas láminas delgadas es difícil estimar su proporción por estar poco contrastadas las dos generaciones de la plagioclasa.

En los granitoides biotíticos de composición adamellítica o tonalítica, la plagioclasa es en gran parte más anortítica: hasta An_{30} en los adamellíticos y An_{35-60} y quizás $>An_{70}$ en los tonalíticos. En los granitoides tonalíticos el zonado es irregular y difuso y a veces más o menos inverso, con la parte más anortítica ocupando una ancha orla alrededor de un núcleo más albítico, aunque también puede haber cristales con un centro más anortítico. La sericitización puede ser fuerteypatentemente diferencial y también puede producirse una saussuritización.

En la muestra 04-09 TC FS 291 la transformación diferencial de la plagioclasa resulta en la presencia de una corona imperfecta de clinozoisita en un cristal de plagioclasa.

La biotita aparece en cristales xenomorfos-subidiomorfos. Presentan tonalidades variadas para Y y Z, como marrón, marrón rojizo, marrón rojizo oscuro, marrón anaranjado, anaranjado y rojizo, mientras la tonalidad para X es amarillenta pálida. Sólo en pocas ocasiones son de tonalidades algo verdosas, como en alguna muestra más intensamente deformada, donde existe biotita de grano muy fino que con toda probabilidad represente biotita recristalizada o neoformada y en los granitoides tonalíticos de las muestras 04-09 TCFS 181 y 291.

La biotita incluye accesorios radiactivos (circón, monacita), apatito y opacos primarios. Puede, a su vez, estar incluida en los feldespatos, más en particular el potásico, moscovita y cuarzo. Las inclusiones en los feldespatos y el cuarzo suelen ser pequeñas (< 0.1 mm.) y de secciones isométricas poco irregulares e, incluso, subidiomorfas. Las inclusiones en la moscovita suelen ser xenomorfos y de dimensiones más variadas; por lo general, están intercrecidas paralelamente con la moscovita, aunque existen muchas excepciones. A pesar de dar la impresión de representar relictos, no existen indicios directos de que los cristales mayores de moscovita sustituyan a la biotita, como liberación de minerales de Ti, pero los cristales más pequeños de moscovita sustituyen a veces de manera patente a la biotita originando coronas oscuras de escamitas muy finas de moscovita muy cargadas de ilmenita alrededor de las biotitas o rosarios de las mismas

cruzando los cristales de biotita. Raras veces, un cristal aislado de biotita muestra en parte de su borde un grueso intercrecimiento simplectítico con cuarzo.

En contados casos se observan algunos cristales de biotita evidentemente tardíos en grietas dentro de plagioclasa o apatito. Este tipo de biotita carece de tonalidades rojizas e, incluso, puede ser algo verdoso.

En las muestras procedentes de la aureola de metamorfismo de contacto del Macizo de Caldas de Reyes, la biotita puede formar agregados de cristales pequeños muy mezclados con otros minerales, como cuarzo, moscovita, plagioclasa y sillimanita. En esta aureola se observan también agregados muy típicos compuestos por cristales de biotita subidiomorfos a menudo de hábito algo alistonado que están entrelazados, cruzándose e intersectándose mutuamente y cuya textura recuerda algo a un suelo en "parquet". Los agregados parecen pseudomorfizar a algún mineral, probablemente la biotita originalmente presente en el granito.

En casi todas las láminas delgadas estudiadas, la biotita muestra una transformación a clorita o a filosilicatos pleocroicos con colores verdosos, verdosos amarillentos, verdosos pardos o marrones verdosos, con una alta birrefringencia, aunque inferior a la de la biotita fresca. La clorita y los filosilicatos secundarios mencionados previamente suelen estar intercrecidos paralelamente con la biotita, pero en ocasiones forman algún agregado pequeño con disposición algo radiada de los cristales. Otros productos comunes de la transformación de la biotita son la sagenita, el feldespato potásico secundario y granos muy finos de material enturbiado semiopaco, entre los cuales existe probablemente anatasa y esfena. La sagenita ya puede aparecer en biotita sólo incipientemente degradada.

La moscovita se presenta en una amplia gama de hábitos y tamaños. Forma principalmente cristales de dimensiones relativamente grandes (> 0.5 mm.), que si bien xenomorfos en la mayoría de los casos, tienen por lo general bordes no muy irregulares e, incluso, algún borde recto, lo que atañe más en particular a los cristales de entre 0.5 y 1 mm. Los cristales grandes (> 3 mm.) de tipo "mosca",

algo maculosos (inclusiones de cuarzo) son escasos. Se asocian preferentemente al cuarzo, mineral al que engloban parcial o totalmente. También se puede presentar en cristales de dimensiones relativamente grandes altamente xenomorfos, que poseen bordes irregulares o simplectíticos, pero este tipo parece de origen más tardío que los cristales menos irregulares y es probablemente producto de la desestabilización del par feldespato potásico + sillimanita en granitoides que han sido ricos en aluminosilicatos (aureola de metamorfismo de contacto del Macizo de Caldas de Reyes; algunos granitoides migmatoides con restos de schlieren de sillimanita). Muy típicos para esta moscovita al parecer secundaria son su hábito cintiforme y sus bordes simplectoides, pero son escasos los ejemplos de este tipo de moscovita. Los cristales de dimensiones mayores ($> 0.5\text{mm.}$) de moscovita pueden incluir biotita (en intercrecimiento paralelo u oblicuo), cuarzo, apatito, circón, opacos y agujas de sillimanita. La distribución de los cristales de dimensiones mayores es a veces algo irregular siendo posible que constituya algún agregado.

Siempre existe moscovita de grano fino de origen tardío (es decir, posterior a los cristales relativamente grandes de formas no muy irregulares). Se presenta bajo numerosas formas y tiende a superponerse a casi todos los demás minerales presentes. Puede crecer sobre cristales más grandes del mismo mineral y también sobre o dentro de cristales de biotita, formando a veces franjas sobre ellos. Sustituye a la biotita, en cuyo caso suele estar cargada de ilmenita. Se superpone también a los feldespatos. Dentro de la plagioclasa forma escamitas irregulares o cristales subidiomorfos con secciones isométricas o alistonadas, que raras veces son simplectíticos. Son escasos los ejemplos de una adaptación de estos cristales sustitutivos a alguna dirección cristalográfica del cristal de plagioclasa hospedante. Dentro del feldespato potásico, se presenta con cierta frecuencia como agregados en forma de rosarios o filoncillos que constan de cristales muy finos con hábito a menudo subacicular. También puede existir algo de moscovita tardía de grano fino en rosarios que siguen los contactos entre otros minerales. Las formas dactilíticas son poco frecuentes. Las formas tardías de grano fino muestran a menudo intercrecimientos simplectíticos con cuarzo y una tendencia a disponerse en agregados algo pinnados o radiados. La proporción relativa de las formas tardías respecto a la cantidad de la moscovita en cristales mayores

no muy irregulares es muy variable y fluctúa entre insignificante y alta.

En los granitos, el contenido en apatito es, por lo general, bajo. El mineral se presenta en cristales xenomorfos-subidiomorfos con secciones casi siempre isométricas y algo redondeadas y raras veces claramente alargadas. Puede alcanzar -- hasta 2 mm. de largo, aunque normalmente no sobrepasa los 0,5 mm. A veces se concentra en grupúsculos de entre 3 y 5 cristales. Con frecuencia, los cristales están algo agrietados y afectados por una transformación incipiente a lo largo de las grietas, lo que ocasiona un ligero enturbamiento del apatito. Pocas veces incluye a algún accesorio diminuto (opacos, circón). El mineral puede estar incluido en todos los demás minerales principales, pero muestra una preferencia para -- encontrarse dentro o al lado de las micas. En las muestras más ricas en biotita, el apatito incluido en este mineral forma a veces unos pocos cristales pequeños - subidiomorfos de hábito prismático moderadamente alargado, con secciones de, por ejemplo, 0.05 x 0.1 mm. En contacto con la biotita, el apatito puede estar rodeado de un halo pleocroico.

En los granitoides biotíticos, el apatito suele ser más abundante, aunque no siempre. Aquí se observan más cristales pequeños y subidiomorfos, con secciones más alargadas, especialmente dentro de la biotita. En la muestra 04-09 TCFS 291, que corresponde a un granitoide tonalítico, aparece apatito subidiomorfo anubarrado con un pleocroismo muy débil de tonalidades verdes muy claras.

La sillimanita es un accesorio de aparición frecuente en las rocas graníticas del conjunto. Ordinariamente, se presenta en cantidades muy pequeñas, incluidas - dentro de moscovita, cuarzo o feldespatos. Forma tanto agujas muy finas como relativamente gruesas (de hasta 0.045 mm. de espesor). Dentro de la moscovita forma - a veces pequeños enjambres. La sillimanita es más abundante en los granitoides de la aureola de metamorfismo de contacto ocasionada por el Macizo de Caldas de Reyes y en algunos granitoides que con toda probabilidad representen leucosomas de migmatitas, granitoides contaminados con los últimos o granitoides anteriores migmatizados. En todos estos casos, la sillimanita puede superponerse a la biotita. En la aureola de contacto, la sillimanita puede estar concentrada en agregados donde el mineral está íntimamente mezclado con moscovita, biotita, cuarzo, feldespatos y opacos. En los demás casos, la sillimanita puede formar densos agregados afieltrados de morfología tipo rosario o schlieren.

La sillimanita suele estar afectada por una moscovitización o sericitización y en varias muestras sólo quedan unos pocos cristales del mineral no transformados o se deduce su presencia primitiva de la observación de pseudomorfos de hábitos característicos de sericita o moscovita.

La andalucita aparece sólo en la aureola de contacto alrededor del Macizo de Caldas de Reyes. Es un accesorio escaso que se presenta en cristales xenomorfos que forman agregados muy intrincados con plagioclasa, feldespatos potásicos, moscovita y opacos, en los que la plagioclasa juega más o menos el papel de matriz.

La cordierita es otro mineral cuya presencia se restringe a la aureola de metamorfismo de contacto que el Macizo de Reyes ocasiona en los granitoides de la parte meridional del Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada. De hecho, este mineral ya no está presente como tal en las láminas delgadas estudiadas. No obstante, su existencia anterior se deduce de la observación de pseudomorfosis altamente características resultantes de una transformación completa del mineral. Estas pseudomorfosis constan de agregados de cristales xenomorfos de un filosilicato incoloro que, al menos al microscopio, es indistinguible de moscovita, y un filossilicato de un color verde muy claro con alta birrefringencia. Los dos tipos de filossilicatos suelen estar intercrecidos paralelamente formando la mica verdosa a menudo bandas estrechas en la mica incolora. Los cristales de los agregados pueden mostrar una disposición ligeramente radiada y suelen intersectarse de una manera muy típica. También puede estar presente en los agregados un material isotropo de color pardo claro o un filossilicato de grano extremadamente fino de aspecto sericítico (¿pinita?). Los agregados son xenomorfos, más o menos isométricos o corto prismáticas y pueden tener como inclusiones cristales de biotita y cuarzo.

El granate sólo se ha observado en un único cristal en la muestra 04-09 TCFS 101 de un granito moscovítico-biotítico de composición y textura perfectamente comparables con las de los granitos de dos micas sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo de Galicia. Se trata de un cristal subidiomorfo con algunas inclusiones irregulares de cuarzo y unos granos minúsculos de opacos. El cristal parece algo corroído por cuarzo.

Lo opacos que no resulten de la transformación de biotita en filosilicatos secundarios o de su sustitución por moscovita son poco frecuentes y escasos. Aparecen como unos pocos cristales diminutos (≤ 0.01 mm.) con secciones isométricas xenomorfas poco irregulares y a veces con algún borde recto. Suelen hallarse incluidos en todos los minerales principales y también aparecen en el granate señalado anteriormente. También puede formar parte, siempre en cantidades insignificantes, de los agregados mencionados previamente de andalucita o sillimanita de la aureola de contacto del Macizo de Caldas de Reyes.

El circón, que puede aparecer incluido en casi todos los demás minerales de los granitoides, forma a veces enjambres de diminutos cristales idiomorfos largo prismáticos dentro de cristales de dimensiones relativamente grandes de moscovita.

3.2.- TEXTURA.

Los granitos de dos micas tienen una textura esencialmente equigranular y panalotriomorfa. A veces la textura tiende a ser algo hipidiomorfa, debido a la subidiomorfía de parte de la plagioclasa primaria. Puede ser algo inequigranular como consecuencia de una trituración deformacional de parte de los cristales, especialmente el cuarzo, o de la presencia de cristales de dimensiones mayores de feldespatos. Pocas veces, la textura es ligeramente porfídica. Los granitoides biotíticos y, más en particular los tonalíticos, pueden poseer una textura hipidiomorfa.

La deformación de los granitos y granitoides biotíticos fuera de la aureola de metamorfismo de contacto del Macizo de Caldas de Reyes es en muchas ocasiones patente. Su intensidad es, por lo general, moderada-baja. Se manifiesta especialmente en el cuarzo, que casi siempre está cuarteado. El mineral puede estar triturado e, incluso, mostrar texturas en mortero. Los cristales y subcristales de los agregados resultantes de la deformación tienen a menudo una extinción ondulante patente y sus bordes pueden estar muy saturados. En contados casos, el cuarzo está localmente milonitizado (escala de lámina delgada), formando agregados

alargados que se adaptan algo a los contornos de otros minerales menos deformados y que constan de (sub)cristales igualmente alargados con bordes muy dentados y fuerte extinción ondulante.

La plagioclasa está a menudo ligeramente cuarteada y sus cristales o subcristales pueden estar algo flexionados. El feldespato potásico puede igualmente estar cuarteado. Muestra en ocasiones una extinción ondulante. No es raro que los cristales de las micas, y más en particular los cristales relativamente grandes de moscovita, estén fuertemente cuarteados y sus fragmentos muy "kinkados". Sin embargo, los rosarios de moscovita recrystalizada y/o neoformada son escasos, cortos y suelen estar mal definidos, mientras los de biotita faltan prácticamente por completo. También faltan casi por completo los agregados de grano muy fino compuestos por una mezcla muy intrincada de feldespato potásico, plagioclasa secundaria o recrystalizada y cuarzo, tan típicos para muchos granitos de dos micas sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo de Galicia occidental. Parece que la deformación haya sido de carácter menos plástico de lo que normalmente se observa en los granitos indicados previamente y que haya habido una recrystalización dinámica menos acusada de los minerales. Donde sí a la recrystalización ha sido importante, especialmente del cuarzo, es en la aureola de metamorfismo de contacto alrededor del Macizo de Caldas de Reyes. Esta recrystalización es de tipo estático y se manifiesta, entre otras cosas, en la formación de agregados policristalinos de cuarzo prácticamente sin extinción ondulante y con puntos triples muy bien desarrollados. Como ya se ha señalado anteriormente, el cuarzo ya comienza a estar recrystalizado en gran parte a una distancia de $1\frac{1}{2}$ km. del contacto con el Macizo de Caldas de Reyes. La recrystalización de la moscovita y biotita comienza a menor distancia del contacto, de modo que es posible observar láminas delgadas en las que aparecen a la vez cuarzo muy recrystalizado y moscovita fuertemente deformada.

La fábrica orientada que a veces se observa en granitoides con fieltros y rosarios de sillimanita podría ser relicto de estructuras migmatíticas.

3.3.- CLASIFICACION.

Las láminas delgadas estudiadas del sector Cuntis del Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada muestran una variabilidad composicional que sobrepasa la normal observada en las unidades homogéneas de granitos de dos micas sincinemáticas de emplazamiento relativamente profundo. La gama de composiciones va desde la de un granito con feldespatos alcalinos a la de una tonalita. No obstante, la gran mayoría de las muestras estudiadas corresponde a granitos moscovítico-biotíticos, que, además, son en gran parte comparables a los encontrados en las unidades de granitos sincinemáticos de dos micas de emplazamiento relativamente profundo. Tanto la proporción relativa de moscovita/biotita como la proporción absoluta de las micas es bastante variable dentro del grupo de los granitos. La moscovita suele predominar sobre la biotita o ambas micas se presentan en cantidades aproximadamente iguales. Pero también existen unas láminas delgadas de leucogranitos con un fuerte predominio de la moscovita sobre la biotita y granitos en los que la biotita predomina sobre la moscovita. Estos últimos pueden ser relativamente ricos en biotita y de composición aproximadamente adamellítica. También en la aureola de contacto alrededor del Macizo de Caldas de Reyes, la biotita puede predominar claramente sobre la moscovita debido a la desestabilización de la moscovita durante el metamorfismo térmico y la ausencia de una fuerte moscovitización posterior.

Algunas láminas delgadas ofrecen una composición aberrante, con un fuerte predominio de albita sobre feldespato potásico o del feldespato potásico sobre la plagioclasa. Además, las variaciones observadas en el contenido en moscovita, biotita, plagioclasa, apatito, opacos y el contenido en anortita de la plagioclasa parecen bastante independientes entre sí dentro del grupo granítico. También puede haber inhomogeneidad a escala de lámina delgada, especialmente en lo que concierne a las micas. Todo ello podría ser el reflejo del carácter inhomogéneo de los granitoides de la unidad observada en el campo y de su probable procedencia heterogénea (¿ granitos de dos micas francamente intrusivos, granitos migmatoides generados más o menos "in situ", productos de hibridación?).

La lámina delgada 04-09TCFS 157 con un fuerte predominio de oligoclasa --- (An_{20}) sobre el feldespato potásico corresponde a un leucotrondhjemita y la 04-09 TCFS 118 a una trondhjemitita.

Por fin hay que señalar la presencia de un grupo de granitoides biotíticos con cantidades relativamente elevadas en biotita (y, a veces, apatito), cuya composición puede ser la de un granito biotítico con oligoclasa (+ An_{20}), de una adamellitita con plagioclasa An_{30} o de una tonalita con plagioclasa An_{35-60} (> 70?). Deben corresponder a aquellos granitoides oscuros observados en el campo que sugieren representar relictos de las llamadas "granodioritas precoces" y sus precursores (véase párrafo 2.2 del presente informe). No muestran ninguna particularidad en cuanto a contenido en silicatos de aluminio o cordierita y los granitos biotíticos y adamellititas están afectados del mismo modo por el metamorfismo de contacto que los granitos de dos micas, aunque los efectos suelen ser menos patentes (las tonalitas no se han encontrado dentro de la aureola de contacto, por lo que se desconoce su reacción frente al metamorfismo de contacto). Entre el grupo de granitoides biotíticos y los granitos de dos micas no se puede indicar un claro hiato composicional, ya que en el primer grupo existen rocas de composición granítica con plagioclasa relativamente pobre en anortita (An_{20}) y poco apatito.

Como ya se ha señalado previamente, en el sector Cuntis del Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada se encuentra también una cantidad importante (quizás > 50%) de metasedimentos migmatizados y granitoides migmatíticos. Las láminas delgadas disponibles de estos tipos de rocas son poco numerosas. Se trata de paragneises (cuarzo, plagioclasa, biotita, sillimanita, moscovita), esquistos muy ricos en biotita y sillimanita (+ moscovita posterior) tipo restito y migmatitas bandeadas con cuarzo, feldespato potásico, biotita y sillimanita (+ moscovita). Se caracterizan por la existencia de una esquistosidad más o menos patente marcada por la biotita, sillimanita y moscovita (sólo en parte) y un bandeo composicional (sub)paralela a la esquistosidad (capas ricas en cuarzo, lentejones de feldespato potásico, etc.). La sillimanita puede ser abundante o muy abundante y tiende a concentrarse en bandas paralelas a la foliación. Se encuentra

a menudo dentro de biotita, a la que aparentemente se superpone. Está parcialmente transformada en moscovita. Los haces de sillimanita son con toda probabilidad pre-S₃, porque pueden estar afectados por ondulaciones estilo F₃. La andalucita y cordierita no forman parte de los ensamblajes mineralógicos generados durante la migmatización, en los que sí parece haber sido estable el par feldespatos potásico + sillimanita.

4.- METAMORFISMO DE CONTACTO.

4.- METAMORFISMO DE CONTACTO.

No se conocen con claridad fenómenos de metamorfismo de contacto ocasionados por los componentes graníticos del conjunto en los componentes no graníticos u ortogneises, tratándose de un conjunto migmatítico, donde, aunque es probable que parte de los granitos sean intrusivos y no generados "in situ", es difícil reconocer tales fenómenos por el grado medio-alto de metamorfismo regional de las rocas metasedimentarias y ortogneises.

5.- GEOQUIMICA.

5.- GEOQUIMICA.

Se dispone de tres análisis químicos de granitos del sector Cuntis del Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada. Los análisis figuran en la documentación complementaria de la Hoja 1:50.000 de Villagarcía de Arosa (I.G.M.E., 1982a)

Los análisis han sido alistados en la tabla I, en las que se dan también la norma C.I.P.W. y los índices de diferenciación y peraluminidad. En la figura 1 se han representado los diagramas binarios interelementales de los elementos mayores y de algunos menores.

Los análisis corresponden a granitos moscovítico-biotíticos comunes que al microscopio no muestran ninguna particularidad. En cuanto a su quimismo, se asemeja mucho a los granitos de dos micas sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo de Galicia occidental, como queda demostrado, entre otras cosas, por los elevados valores para el índice de diferenciación (> 86.65), índice de peraluminidad (> 1.45) y bajo contenido en CaO ($\leq 0.46\%$). Se trata de granitos con marcado carácter peraluminico, manifestándose en contenidos elevados en corindón normativo ($> 4.42\%$). En comparación con granitos de dos micas con el mismo índice de diferenciación procedentes de unidades graníticas sincinemáticas de emplazamiento relativamente profundo y de carácter homogéneo, los valores de la proporción relativa K/Rb son altos (desde 121 a 192).

Los datos geoquímicos disponibles, aunque escasos, refuerzan la idea basada en observaciones de campo y al microscopio de que los granitos moscovítico-biotíticos de las unidades de los llamados "granitoides inhomogéneos" son en su gran mayoría muy parecidos a los granitos sincinemáticos de dos micas de emplazamiento relativamente profundo de unidades homogéneas.

El escaso número de análisis disponibles no permite establecer con un mínimo grado de fiabilidad las tendencias evolutivas de los granitos del conjunto, como se observa del análisis de la figura 1.

TABLA I.

Hoja	152	152	152
Muestra	FS-305	FS-287	FS-292
SiO ₂	70.79	70.93	72.18
Al ₂ O ₃	14.09	15.51	15.03
Fe ₂ O ₃	1.00	0.39	0.99
FeO	1.27	0.62	0.85
MgO	0.46	0.20	0.31
CaO	0.18	0.08	0.46
Na ₂ O	1.56	2.09	2.12
K ₂ O	6.28	6.33	5.59
MnO	0.03	0.02	0.03
TiO ₂	0.55	0.11	0.32
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.08
H ₂ O	3.26	3.54	1.78
Q	36.34	33.80	37.11
Or	37.11	37.41	33.04
Ab	13.20	17.69	17.94
An	0.83	0.33	1.76
Hy	1.80	1.17	1.04
Mt	1.45	0.57	1.44
Il	1.04	0.21	0.61
Ap	0.02	0.02	0.19
C	4.42	5.10	4.85
IA	1.45	1.49	1.45
ID	86.65	88.89	88.08
Li	65	22	56
Rb	272	332	382
Sr	58	16	23
Ba	452	355	420
K/Rb	192	158	121

Norma C.I.P.W.

CONJUNTO GRANITOIDE INHOMOGENEO DE LA ESTRADA

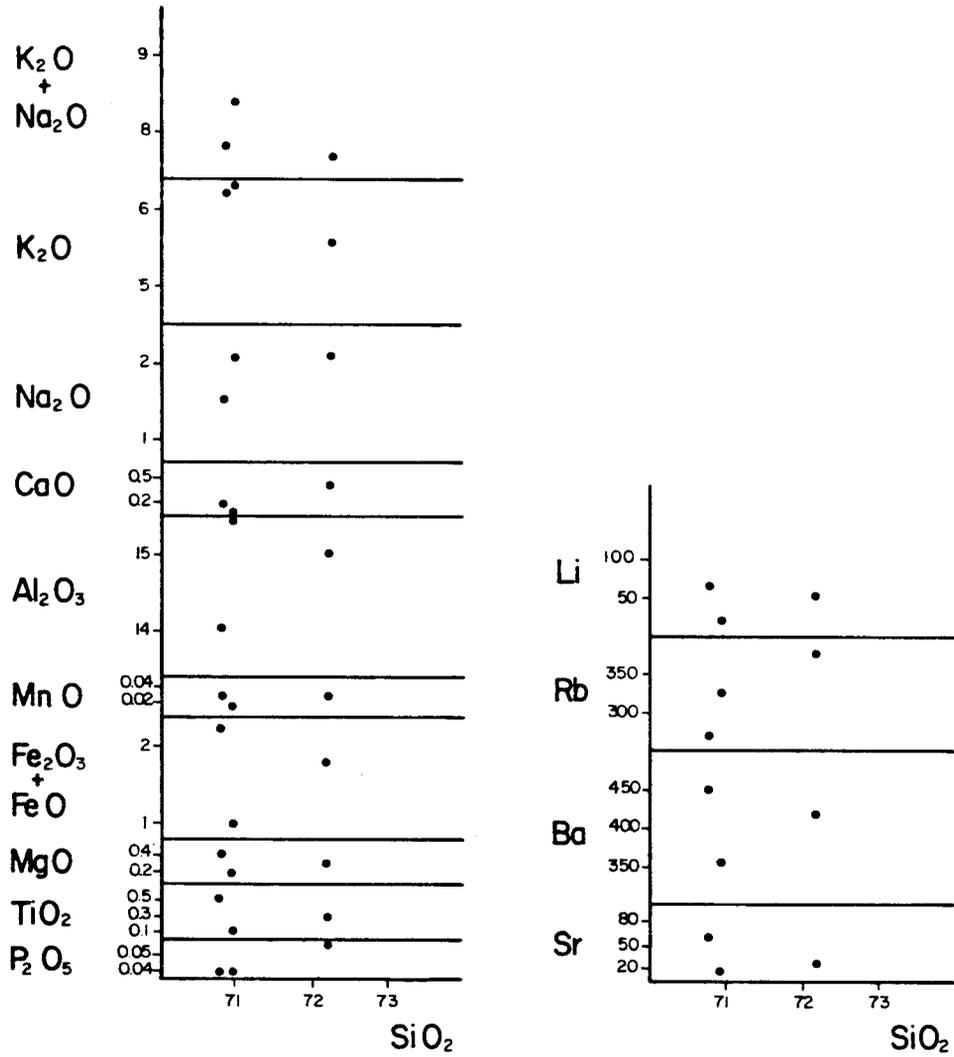


Fig. 1

6.- BIBLIOGRAFIA.

6.- BIBLIOGRAFIA.

- BELLIDO, F.; GONZALEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; PABLO MACIA J.G. de (1987).- Las rocas graníticas hercínicas del norte de Galicia y occidente de Asturias. I.G.M.E., Memoria 101; 1-132.
- I.G.M.E. (1971).- Mapa geológico de España E. 1:200.000 (Síntesis de la cartografía existente). Pontevedra-La Guardia (16-26).
- I.G.M.E. (1982a).- Mapa geológico de España E. 50.000. Villagarcía de Arosa (152)
- I.G.M.E. (1982b).- Mapa minero-metalogénico de Galicia, E. 1:400.000.
- I.G.M.E. (1984).- Mapa geológico de España E. 1:200.000. Santiago de Compostela (7).
- I.G.M.E. (1985a).- Mapa geológico de España E. 1:200.000. Pontevedra/La Guardia. (16/26).
- I.G.M.E. (1985b).- Proyecto "Caracterización y correlación petrológica, geoquímica y geocronológica de las rocas graníticas de Galicia (La Coruña--La Guardia-Lugo)". Memoria 2, Informe 19.
- I.G.M.E. (1986a).- Caracterización petrológica y geoquímica de la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén. Proyecto: "Estudio y caracterización petrológica y geoquímica de las rocas graníticas de la zona suroccidental de Galicia, 1ª fase".
- I.G.M.E. (1986b).- Caracterización petrológica y geoquímica del Macizo de Caldas de Reyes. Proyecto: "Estudio y caracterización petrológica y geoquímica de las rocas graníticas de la zona suroccidental de Galicia, 1ª fase".
- MEHNERT, K.R. (1971).- Migmatites and the origen of granitic rocks. Elsevier Publishing Company.

PARGA PONDAL, I. (1963).- Mapa petrológico estructural de Galicia, E. 1:400.000.

I.G.M.E.

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 xeológico do

Macizo Hespérico, E. 1:500.000. Seminario de Estudios Galegos.

ANEXO: Relación de las muestras situadas en el mapa.

RELACION DE LAS MUESTRAS SITUADAS EN EL MAPA.

I.- Granitoides.

- Hoja 152: 101, 102, 104, 105, 106, 108, 109, 110, 111, 112, 118, 119, 120, 121, 122, 133, 134, 135, 151, 154, 155, 157, 158, 159, 160, 161, 162, 163, 164, 167, 171, 181, 182, 183, 185, 191, 192, 193, 195, 288, 291, 293, 306, EK-291, EK-302, EK-308, EK-310, EK-311.

II.- Ortogneises.

- Hoja 152: 138(?), 194(?), 196(?), 295(?).

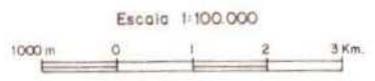
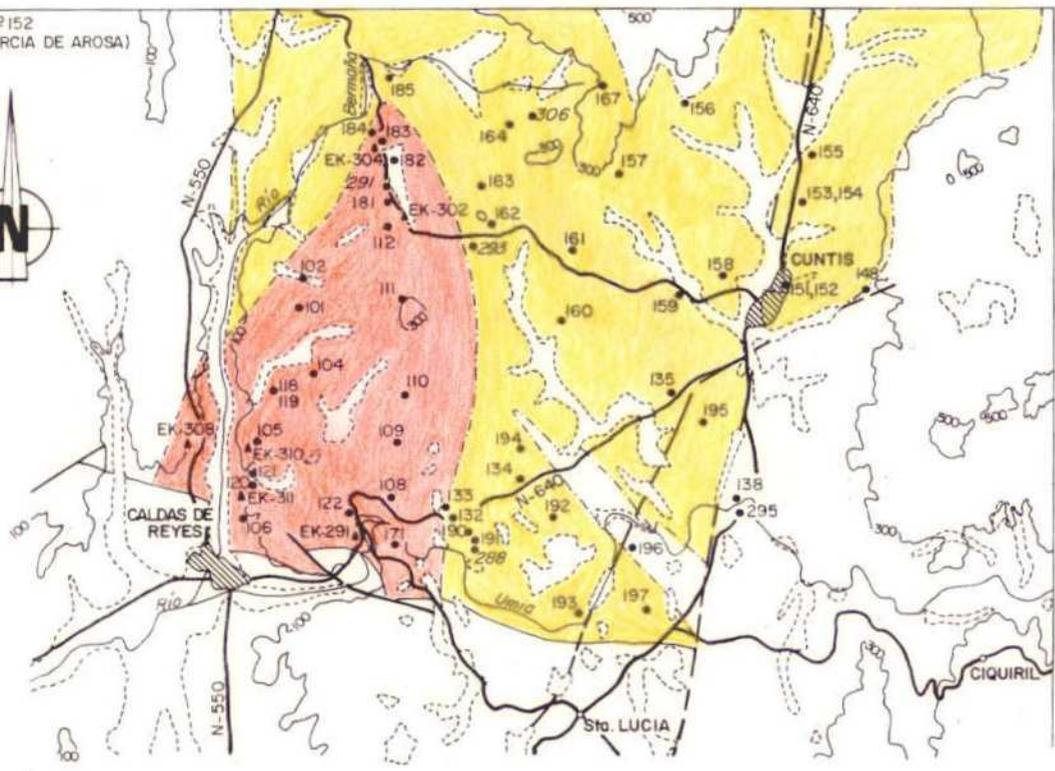
III.- Metasedimentos y migmatitas.

- Hoja 152: 132, 148, 152, 153, 156, 184, 190, 197, EK-304.

CONJUNTO GRANITOIDE INHOMOGENEO DE LA ESTRADA (SECTOR CUNTIS)

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

HOJA Nº 152
(VILLAGARCIA DE AROSA)



LEYENDA

- Conjunto granitoide inhomogéneo (granitoides, migmatitas, metasedimentos)
- Idem, zona con relativa abundancia de granitoides biotíticos

SIMBOLOS

- Contacto intrusivo
- - - Contacto gradual
- - - - Contacto discordante. Límite de recubrimientos terciarios y cuaternarios
- — — Falta (supuesta)
- Muestra procedente del Plan Magna
- ▲ Muestra propia del Proyecto
- 293 Situación de muestra analizada geoquímicamente
- Carretera
- Río
- Población
- ~100~ Curva de nivel

Operadora: GEOPRIN, S.A.
 Autor: KLEIN, E. (GEOPRIN, S.A.)
 Dibujado: GUTIERREZ, J.L.
 Dirección y Supervisión del I.G.M.E.: RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R.
 Año: 1987