

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

CARACTERIZACION PETROLOGICA Y GEOQUIMICA DEL CONJUNTO GRANITICO DE PADRON
(PARTE SUR).

25057

CARACTERIZACION PETROLOGICA Y GEOQUIMICA DEL CONJUNTO
TO GRANITICO DE PADRON (PARTE SUR)

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:

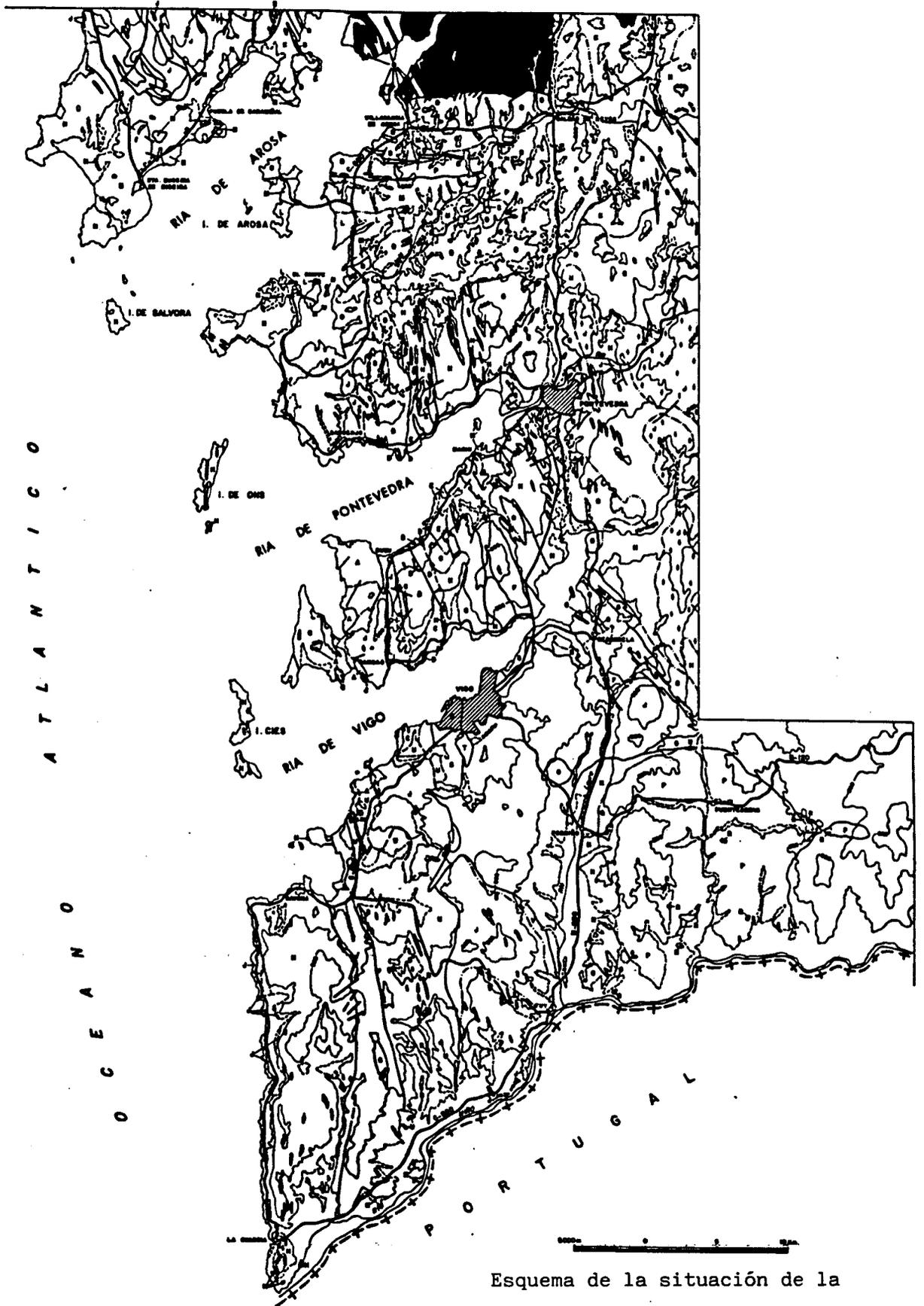
- Cartografía y memoria: Eildert Klein (GEOPRIN,S.A.), Ldo. en C. Geológicas.
- Coordinación: José Luis Barrera Morate (GEOPRIN,S.A.), Ldo. en C. Geológicas.
- Dirección y supervisión del I.G.M.E.: Luis Roberto Rodríguez, Ldo. en C. Geológicas.

Los análisis químicos generados en el presente proyecto fueron realizados por Fernando Bea en la Universidad de Salamanca.

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.	9
2.2.1.- <u>Facies Paradela.</u>	10
2.2.2.- <u>Facies Padrón.</u>	11
2.3.- NATURALEZA DE LOS CONTACTOS.	13
2.4.- FABRICA DE LAS FACIES GRANITICAS.	14
2.5.- ENCLAVES.	15
2.6.- MANIFESTACIONES FILONIANAS ASOCIADAS.	15
2.7.- CANTERAS, MINERALIZACIONES E INDICIOS ASOCIADOS.	16
2.8.- DIFERENCIAS Y SEMEJANZAS CON CUERPOS GRANITICOS SIMILARES.	17
3.- <u>CARACTERIZACION MICROSCOPICA.</u>	19
3.1.- COMPOSICION Y DESCRIPCION MINERALOGICA.	19
3.2.- TEXTURA.	26
3.3.- CLASIFICACION.	28
4.- <u>METAMORFISMO DE CONTACTO.</u>	31
5.- <u>GEOQUIMICA.</u>	33
6.- <u>BIBLIOGRAFIA.</u>	39
ANEXO: Relación de las muestras situadas en el mapa.	42

1.- SITUACION, DENOMINACIONES Y ANTECEDENTES.



Esquema de la situación de la
unidad dentro del área de estu--
dio.

1.- SITUACION, DENOMINACIONES Y ANTECEDENTES.

1.1.- SITUACION.

La parte meridional del Conjunto granítico de Padrón aflora en el borde septentrional de la Hoja de Villagarcía de Arosa (152/04-09). Su masa principal se extiende aproximadamente entre Rianxo en el oeste (X= 515.000; Y= 4.722.250) y Caldas de Reyes en el este (X= 529.500; Y= 4.717.200), mientras más hacia el este los granitos del conjunto vuelven a aparecer en las estribaciones meridionales del monte Xesteiras (X= 534.022; Y= 4.725.104; Hoja de Padrón: 120/04-08).

1.2.- SINONIMOS.

- "Granitos de dos micas". PARGA PONDAL (1963).

- "Granitos de dos micas". PARGA PONDAL et al. (1964).

- "Granito de dos micas, textura no orientada, grano grueso o medio". PARGA PONDAL et al. (1967).

- "Granito de dos micas de grano medio-fino, textura orientada" + "Granito de dos micas de grano medio-fino, textura no orientada" (= "Granitos de dos micas orientales" del texto) + "Migmatita gneílica". ARPS (1970).

- "Granito con dos micas, textura no orientada, grano grueso o medio". PARGA PONDAL et al. (1970).

- "Granito" + "Granito 2 micas". I.G.M.E. (1971).

- "Granitoide migmatítico". I.G.M.E. (1982).

- "Granitos y leucogranitos de dos micas". PARGA PONDAL et al. (1982b).

- "Granito de dos micas s.l.". I.G.M.E. (1985a).

- "Conjunto granítico de Padrón". I.G.M.E. (1985b).
- "Conjunto granítico de Padrón". BELLIDO et al. (1987).

1.3.- NOMBRE ACTUAL.

El nombre actual del conjunto deriva del de la ciudad de Padrón (X= 527.800; Y= 4.732.100). La designación aparece por primera vez en el informe del proyecto "Caracterización y correlación petrológica, geoquímica y geocronológica de las rocas graníticas de Galicia (La Coruña-Lugo)" (I.G.M.E., 1985b), publicado en parte en BELLIDO et al. (1987).

La facies Paradela toma su nombre del pueblo homónimo situado en la Hoja de Villagarcía de Arosa (X= 527.700; Y= 4.721.250).

1.4.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS.

No existe ningún estudio petrológico específico que verse sobre la totalidad de la parte meridional del Conjunto granítico de Padrón estudiada en el presente informe, con la excepción de un área de superficie muy restringida situada en el municipio de Rianxo (X= 515.000; Y= 4.722.250), que cae en la zona objeto de estudio de ARPS (1970). Esta zona se extiende entre el Macizo de La Ruña y la Ría de Arosa y se centra sobre la Unidad de Malpica-Tuy. El área en cuestión abarca granitos de grano medio-fino del grupo de los "granitos orientales" (es decir, situados al este de la Unidad de Malpica-Tuy) del autor precitado. ARPS realiza una amplia descripción microscópica sintetizada de todos los granitos sincinmáticos de dos micas y sus facies reconocidos por él en su zona de investigación, con excepción de los granitos del Macizo de La Ruña. Observa la ausencia de fenómenos de filonitización (= cizallamiento asimilable a la F_3 del presente proyecto) en el área en cuestión. También realiza un estudio pormenorizado sobre los circones presentes en los distintos tipos de granitos, entre los cuales los de su grupo de "granitos orientales".

PRIEM et al. (1970) realizan dataciones radiométricas sobre dos muestras (67 Cor 35 y 68 Cor 58) de un afloramiento cerca de Carril (X= 518.600; Y= 4.718.300) que consta de la facies Padrón (un granito foliado de dos micas de grano fino-medio con textura equigranular). Estos autores incluyen el granito en su grupo de "granitos gneísicos hercínicos". La edad de las dos muestras se calcula en 369 m.a. y 343 m.a., respectivamente, partiendo de una proporción relativa inicial del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.705. Los valores de estas dataciones deben ser considerados con reservas, ya que no se cumplieron los requisitos necesarios para la determinación de una isocrona (ver también KUIJPER, 1979, pág. 14) y en trabajos posteriores sobre la geocronología de los granitos del Macizo hespérico de los investigadores holandeses, estos resultados ya no son tomados en consideración.

En las memorias de las hojas geológicas del I.G.M.E. (1971, 1982, 1985a), se describe la masa granítica en cuestión junto con otras unidades de granitos de dos micas sincinemáticos, por lo que no ha sido posible conocer los rasgos petrográficos y petrológicos propios a la parte meridional del conjunto.

En el mapa de la Hoja de Villagarcía de Arosa E. 1:50.000 (I.G.M.E., 1982), se indica con sobrecargas la presencia de zonas con granitos orientados u homogéneos y en el de Pontevedra/La Guardia E. 1:200.000 (I.G.M.E., 1985a) la de facies de grano medio a grueso, de grano medio-fino, con orientación de micas o cataclásticas.

La parte norte del Conjunto granítico de Padrón ha sido descrita en el informe N° 14 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 masa granítica descrita en el presente informe forma el extremo sur del Conjunto granítico de Padrón, extenso cuerpo (al menos 280 km²) de contornos irregulares compuesto por granitos de dos micas. Dentro del mapa topográfico E. 1:200.000 de Pontevedra/La Guardia (16/26), el conjunto ocupa una superficie de unos 54 km². La parte meridional del conjunto posee contactos aproximadamente concordantes con las megaestructuras hercínicas del encajante, lo que queda patente en su zona oriental (zonas de Rianxo y Carril). En el sur, el conjunto está truncado por el Macizo de Caldas de Reyes, que lo separa de la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén.

Morfológicamente, la parte meridional del conjunto destaca claramente en la topografía, dominando su relieve el de todas las unidades colindantes (Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada, Macizo de Caldas de Reyes, Unidad de Malpica-Tuy). La parte meridional del conjunto constituye un macizo montañoso (Monte Xiabre) con un relieve vivo que culmina en el Xiabre (X= 524.800; Y=4.720.180; Z= 647). Este macizo montañoso tiene forma de un arco abierto hacia el NO, prolongándose su ramal N por el Outeiro de Marquesa (X= 527.500; Y= 4.723.400; Z= 340) hasta el Fontebecha, situado en la hoja de Padrón (X= 526.470; Y= 4.724.781; Z= 376). Rodea una llanura con pocos afloramientos y cotas inferiores a los 100 m., que se centra sobre Catoira (X= 522.905; Y= 4.724.084; Z= 19; hoja de Padrón) y que en la hoja topográfica de Villagarcía de Arosa (152/04-09) se conoce como Chan de Loureiros.

La parte meridional del conjunto está invadida por el estuario del río Ulla, que desemboca en la Ría de Arosa, pero las riberas tanto del uno como de la otra están prácticamente desprovistas de depósitos recientes, de manera que la presencia de esta depresión fluvio-marina no origina ningún recubrimiento sedimentario que pudiera dificultar el estudio de los granitos en tierra.

Al este de la masa principal de la parte meridional del conjunto, este vuelve a aparecer en las estribaciones meridionales del Monte Xesteiras, otro macizo montañoso, que tiene su cumbre en el Xesteiras (X= 534.022; Y= 4.725.104; Z= 718).

Por lo general, los granitos de la facies Padrón (grano medio-fino) afloran bien, lo que ocurre especialmente en los macizos montañosos del Xiabre y Xesteiras. Aquí forman a menudo berrocales extensos compuestos por bloques métricos bastante bien redondeados que se pueden amontonar más o menos ("penedos"). En una pequeña cantera (X= 520.600; Y= 4.723.400) se ha observado un diaclasado de decompresión muy patente, paralelo a la superficie del terreno, que causa la formación de placas graníticas de hasta 100 cm. de espesor.

En la zona con la facies Paradela (grano medio-grueso), y en el Chan de Loureiros, los granitos afloran de modo regular.

La facies Padrón suele estar moderadamente alterada y se conocen varias canteras con roca fresca de este tipo a profundidades relativamente pequeñas (< 10 m.). La facies Paradela, en cambio, suele estar mucho más alterada y ser friable, no conociéndose ningún afloramiento con roca fresca de este tipo de granito.

La parte meridional del conjunto linda al oeste con el Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada, que se caracteriza por la presencia de migmatitas con paragénesis al parecer estables en las que aparecen el feldespató potásico y la sillimanita. También en el oeste, en la zona de Rianxo y su continuación hacia el SE a través del estuario del río Ulla, aparecen migmatitas en las bandas de metasedimentos englobadas por el conjunto (véase también el mapa de ARPS, 1970), mientras los retazos de metasedimentos y ortogneises encontrados dentro del conjunto muestran igualmente señales de estar migmatizados, por lo que parece claro que la parte meridional del conjunto se enclava en una zona con un grado de metamorfismo regional medio-alto. Los metasedimentos pertenecen al Domi

nio esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes.

2.2.- CARACTERISTICAS LITOLOGICAS.

Facies distinguidas.

En la parte meridional del conjunto es posible reconocer dos tipos principales de granitos bien contrastados que muestran relaciones intrusivas entre sí. Son la facies Paradela, de grano medio-grueso, y la facies Padrón, de grano medio-fino.

Distribución de las facies.

La facies Paradela aparece casi exclusivamente en el borde oriental de la masa principal de la parte del conjunto que aflora en la hoja de Villagarcía de Arosa. Su distribución ha sido indicada en el mapa a escala 1:100.000 correspondiente a la parte meridional del conjunto. Hay que subrayar que está mezclada fuertemente con la facies Padrón (que quizás forme más de la mitad de los granitos presentes en la zona) y que el mapa sólo indica la zona donde la facies Paradela aparece con cierta frecuencia y en masas considerables (decamétricas o mayores). El resto de la parte meridional del conjunto se compone casi exclusivamente de la facies Padrón. El trazado del contacto entre las dos facies ha tenido que ser esquematizado de modo considerable por tratarse de una transición entre una zona de mezcla de dos facies y otra compuesta prácticamente por una única facies.

Relaciones mutuas entre las facies.

La facies Padrón intruye a veces en forma de filones muy irregulares (en ocasiones vetillas de no más de 1 cm. de potencia) en la facies Paradela demostrando de manera clara que ésta es anterior a aquélla. Los contactos, aunque ligeramente soladados, suelen ser muy netos. En contados casos se observa en las vetillas más finas de la facies Padrón una vaga disposición de las biotitas para

lelas a los contactos debida a un flujo magmático, lo que indica una edad posterior de esta facies. Estas relaciones se pueden observar en varios puntos en las trincheras a lo largo de la carretera en construcción que une la N-550 (Pontevedra-Santiago) con el puente sobre el río Ulla en Catoira, donde dicha carretera cruza el macizo montañoso de Xiabre.

2.2.1.- Facies Paradela.

La facies Paradela abarca una gama de granitos de dos micas de grano medio (3-4 mm.), medio-grueso (3-6 mm.) o grueso (3-8 mm.) con textura fundamentalmente equigranular. Las variantes de distintos tamaños de grano pasan gradualmente las unas a las otras y no se han observado jamás contactos entre sí. El cuarzo puede medir hasta 7 mm. de diámetro y el feldespatos hasta 11 mm. No se conocen variantes porfídicas siendo la tendencia del feldespatos potásico a formar cristales de dimensiones mayores débil. Sólo excepcionalmente se observa un megacristal disperso de feldespatos potásico, de hasta 20 mm. de largo ($\ll 1/m^2$). El índice de color es comparable con el índice promedio de los granitos de dos micas sincinématicos de emplazamiento relativamente profundo de Galicia oriental y septentrional o algo inferior, observándose a menudo una ligera tendencia a ser algo pálida. A simple vista, la cantidad de

moscovita supera o iguala la de biotita y son escasos los afloramientos en los que la biotita parece predominar sobre la moscovita. La moscovita mide hasta 9 mm. de diámetro, aunque la mayoría de los cristales no sobrepasa los 5 mm. Tiene secciones basales más o menos circulares y, aunque poco irregulares, las secciones subidiomorfas son relativamente escasas.

La biotita forma cristales relativamente grandes, de hasta 10 mm. de diámetro, aunque normalmente no rebasa los 5 mm. Tiene secciones basales aproximadamente circulares o algo alargadas (p.e., 5 x 9 mm.). En las variantes con grandes biotitas, los cristales suelen estar rodeados de aureolas marrones de óxidos de Fe. Estas variantes son muy semejantes a la facies Berducida ("ala de mosca")

de la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén y otras parecidas de varias unidades graníticas sincinemáticas de la Hoja geológica E.1:200.000 de Orense/Verín (I.G.M.E., en prensa). La variante "ala de mosca" pasa de manera completamente gradual al tipo normal de la facies Paradela, con biotita ≤ 5 mm.

La facies Paradela suele ser homogénea, aunque a menudo es algo variable a escala de afloramiento en cuanto a tamaño de grano, índice de color, proporción relativa moscovita /biotita y el desarrollo de las biotitas grandes, alternando, por ejemplo, manchas métricas muy difusas tipo "ala de mosca" con granitos normales. Raras veces se observan schlieren difusos y delgados enriquecidos en biotita. (En los afloramientos se presenta a menudo una heterogeneidad debida al hecho de estar mezclada la facies Paradela con la facies Padrón).

2.2.2.- Facies Padrón.

La facies Padrón consta de un granito de grano medio-fino (1-3 mm.) con textura equigranular o algo porfídica. Normalmente, el granito es de tamaño de grano relativamente fino, con dimensiones de la mayoría de los cristales comprendidas entre 1 y 2 mm. y las variantes de grano fino-medio (1-1½ mm.) no son raras en absoluto.

Su textura es, por lo general, bien equigranular, pero el feldespató potásico suele mostrar una ligera tendencia a formar cristales mayores (de hasta 5 mm. de diámetro, que ocupan hasta 2% del volumen de la roca) o algunos pequeños megacristales subidiomorfos, de hasta 20 mm. de largo, con secciones isométricas o algo alargadas, sin que el granito pueda ser clasificado como porfídico ($\leq 1/m^2$). Sin embargo, en una zona a lo largo del estuario del río Ulla, esta tendencia del feldespató potásico a formar megacristales es más manifiesta y aquí se encuentran a menudo granitos más o menos porfídicos (entre Rial (X= 518.800; Y= 4.722.700) y Quintáns (X= 521.250, Y= 4.723.900) en la ribera norte y entre Casal (X= 521.000; Y= 4.720.600) y Catoira (X= 522.900; Y= 4.724.100) en la ribera sur). El porfidismo suele ser poco manifiesto y de tipo más bien seriado. Se observa mucho mejor en superficies de alteración naturales que en fracturas frescas, donde apenas se delata esta textura. En la zona indicada, los megacristales suelen mostrar secciones alargadas o alistonadas "grosso modo" subidiomor-

fas, con un promedio máximo de 15 mm. x 3 mm. y una relación longitud/anchura de 5 ó 6:1. Pueden ser numerosas (hasta 20%). Raras veces sobrepasan los 25 mm. de largo (máximo observado 50 x 15 mm.). Las variantes porfídicas pasan de manera completamente gradual a las formas no porfídicas.

El índice de color es comparable al índice promedio de los granitos sincinemáticos de dos micas de emplazamiento relativamente profundo de Galicia septentrional y occidental o puede ser algo inferior o superior. Los verdaderos leucogranitos (< 3% de biotita) son muy escasos. Normalmente, la moscovita predomina sobre la biotita o las dos micas se presentan en cantidades a simple vista iguales. Sin embargo, en el macizo montañoso de Xiabre, el borde meridional del conjunto tiende a ser más biotítico. En esta zona, cuya anchura no parece sobrepasar 1 km., se encuentran granitos de dos micas en los que la cantidad de biotita a simple vista parece superar la de la moscovita y que, incluso, tienden a ser granitos biotíticos. Su índice de color suele ser algo superior al del resto de la parte meridional de la alineación. También las variantes micrograníticas de las vetillas más finas de la facies Padrón en la facies Paradela pueden parecer más biotíticas y son algo más oscuras que la forma común (¿efecto óptico causado por el tamaño diminuto de las biotitas?). Las vetillas más estrechas suelen ser también las de grano más fino (< 1 mm.).

La moscovita mide por lo general menos de 5 mm. (máximo 8 mm.). Tiene en parte carácter de "moscas" y posee secciones basales romboidales (especialmente los ejemplares más pequeños) o xenomorfos, pero poco irregulares. En las variantes con biotita, moscovita no suele sobrepasar los 3 mm. de diámetro.

La biotita apenas rebasa los 3 mm. y es en gran parte inferior a 1 ½ mm. Sólo excepcionalmente se presentan algunos grandes cristales dispersos (máximo 12 mm. de diámetro).

A escala de muestra de mano y mayor (kilométrica), la facies Padrón suele ser homogénea y muy constante en cuanto a su aspecto macroscópico, siendo las variaciones en tamaño de grano, índice de color y proporción relativa biotita/

moscovita casi siempre insignificantes. Pocas veces se observan un bandeo muy vago o schlieren difusos de biotita.

En los alrededores inmediatos del Macizo de Caldas de Reyes (≈ 350 m.?) se pueden observar en ambas facies fenómenos de metamorfismo ocasionados por aquel macizo postectónico. Consisten en la ausencia casi completa de moscovita, que, al estar presente, suele crecer en escamitas pequeñas (< 1 mm.) y xenomorfas sobre la biotita, la presencia de sillimanita sobre la biotita (\pm moscovita) y el desarrollo de agregados de cristales muy diminutos ($\ll 1$ mm.). de biotita (\pm sillimanita \pm moscovita).

2.3.- NATURALEZA DE LOS CONTACTOS.

Los contactos con los metasedimentos y ortogneises son intrusivos y netos. A escala cartográfica (1:50.000) suelen ser concordantes, pero en detalle se puede observar como los granitos cortan discordantemente a la S principal de los metasedimentos y ortogneises. En las bandas de metasedimentos puede existir cierta alternancia con inyecciones "grosso modo" concordantes de leucogranitos con pasos a rocas aplíticas o pegmatíticas y los contactos entre granitos y metasedimentos están esquematizados considerablemente.

El contacto con el Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada es difuso y difícil de indicar con exactitud. Su trazado cartográfico sólo ha podido ser representado de manera muy esquemática. La dificultad para indicar con precisión este contacto reside en la circunstancia de que el Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada consta en gran parte ($\approx 50\%$?) de granitos de dos micas parecidos a la facies Padrón o Paradela. Es probable que estos granitos sean los equivalentes de los encontrados en el Conjunto granítico de Padrón y que intruyan en las migmatitas, produciéndose fenómenos de contaminación y una soldadura manifiesta con el leucosoma de las últimas (intrusión con toda probabilidad más o menos contemporánea de los granitos con la migmatización).

El contacto parece representar, por tanto, sólo una línea de demarcación entre una zona de granitos muy mezclados, contaminados y soldados con migmatitas y una zona de granitos que engloban unos pocos restos de migmatitas.

El contacto con el Macizo de Caldas de Reyes es muy neto. El último es intrusivo en la parte meridional del conjunto, truncándola y cortando sus planos estructurales. Puede ser algo irregular a escala decamétrica-hectométrica debido a la existencia de apófisis irregulares del Macizo de Caldas. El macizo origina fenómenos de metamorfismo de contacto en los granitos del conjunto cuyos efectos macroscópicos ya han sido señalados en el párrafo anterior. Debido a la existencia de las apófisis resulta difícil estimar la anchura de la zona en la que a simple vista se observan estos fenómenos, pero parece que no exceda unos 350 m. En la zona de contacto se pueden observar también fenómenos de una ligera episienitización de los granitos del conjunto (y de granitos del Macizo de Caldas de Reyes).

2.4.- FABRICA DE LAS FACIES GRANITICAS.

Los granitos suelen mostrar una foliación débil, indicada principalmente por las biotitas. Su dirección coincide con la dirección generalizada de las megaestructuras hercínicas de la zona (N160° - 170° E) y su buzamiento es más o menos vertical.

En las variantes porfídicas de la facies Padrón, los megacristales de feldespato potásico pueden mostrar una orientación muy bien definida, que es paralela a la foliación indicada por las biotitas. Es posible que al menos la orientación de los megacristales sea debida principalmente a flujo magmático. La deformación de los granitos parece a simple vista débil - muy débil y sólo en muy pocas ocasiones se observan cuarzos algo estirados paralelamente a la foliación biotítica.

La foliación puede cruzar los contactos entre las facies o entre granitos y filones, por lo que es probable que, a pesar de la deformación al parecer dé-

bil de los granitos, sea, al menos en parte, de origen deformativo.

Sólo en un punto (X= 516.600; Y= 4.721.800; al este de Rianxo) se han observado microcizallas dextrales (C: N200°E.; S:N165°E., buzamientos ¿subverticales?), pero en un granito biotítico inequigranular atípico para el conjunto.

2.5.- ENCLAVES.

En la parte meridional del conjunto se hallan pocos enclaves. Se trata de unos restos métricos-decamétricos de ortogneises glandulares y metasedimentos, ambos migmatizados, que se concentran en una especie de enjambre en los alrededores del vértice Xiabre II (X= 521.507; Y= 4.718.912). Los contactos con los ortogneises son netos y en parte discordantes con la foliación y los planos de laminación de los últimos. Pueden formar una especie de megabrecha. Los contactos con los enclaves de metasedimentos no se han observado.

Son escasos los enclaves pequeños (<1 m.). Se trata casi exclusivamente de pequeños enclaves surmicáceos (5-100 mm.) de hábito aplanado y con contactos netos, de concentraciones difusas de biotita (<20 mm.) y de delgadas placas micáceas.

Unicamente en un afloramiento situado en la variante más biotítica de la facies Padrón se ha encontrado un enclave redondo (50 mm. de diámetro) de un granito biotítico de grano muy fino (<1 mm.) con algunos megacristales pequeños de cuarzo (2 mm.), que podría representar un enclave tipo precursor, pero con un índice de color apenas superior al del granito circundante.

2.6.- MANIFESTACIONES FILONIANAS ASOCIADAS.

La parte meridional del conjunto es relativamente pobre en rocas filonianas. Se trata principalmente de pegmatitas, que se presentan tanto en bolsadas como en vetillas y diques (normalmente con una potencia de menos de 1 m., pero en una

ocasión con una potencia de 12 m.).

Suelen ser pobres en moscovita, pero existen excepciones. Pueden contener biotita (de hasta 80 mm. de largo). Sus contactos pueden ser netos o algo difusos y a veces son de grano muy grueso (con feldespato de hasta 15 cm. de diámetro).

Dentro de los granitos, los filones de aplita y leucogranitos aplitóides son muy escasos. En los metasedimentos se observan a veces inyecciones "grosso modo" concordantes de pegmatita o de granitos leucocráticos con textura aplitóide o pegmatóide. En sólo una de las inyecciones pegmatíticas se han encontrado granates pequeños.

Son muy poco frecuentes los filones de microgranitos (<5 cm. de potencia; en la facies Padrón), filones de cuarzo (<30 cm.) y zonas de granito greisenificado (1-10 cm.). Las últimas poseen un núcleo rico en cuarzo y moscovita y salbandas ricas en feldespato. Son holomoscovíticas y tienen contactos difusos con los granitos normales. Son anteriores a los filones de pegmatita, que las cortan.

2.7.- CANTERAS, MINERALIZACIONES E INDICIOS ASOCIADOS.

Existen varias canteras y explotaciones con granito fresco en la parte meridional del conjunto, todas situadas en la facies Padrón. En la variante más biotítica de la facies Padrón se hallan dos explotaciones pequeñas y superficiales para sillares (X= 525.200; Y= 4.718.900 y X= 521.100; Y= 4.719.050). En Carril (X= 518.650; Y= 4.718.800), Catoira (X= 522.000; Y= 4.723.500) y al SSO de Quintáns (X= 520.700; Y= 4.723.500) se encuentran canteras para áridos de trituración. Sólo la de Catoira, de grandes dimensiones, permanece activa.

No se conocen mineralizaciones de interés económico o indicios de las mismas dentro o alrededor de la parte meridional del conjunto.

2.8.- DIFERENCIAS Y SEMEJANZAS CON CUERPOS GRANITICOS SIMILARES.

La parte meridional del conjunto encaja perfectamente en el grupo de los granitos sincinemáticos de dos micas de emplazamiento relativamente profundo y se parece mucho a las unidades vecinas de este grupo, que son la Alineación granítica de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza y la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén. Al igual que en la mayoría de las unidades de dicho grupo situadas en Galicia occidental y septentrional, es posible reconocer dos "suites" principales de granitos, a saber una anterior de granitos de grano medio-grueso (facies Paradela), en la que intruye otra de granitos de grano medio-fino (facies Padrón). La facies Padrón es muy parecida a la facies Castrove de la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén y la facies Muros de la Alineación granítica de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza. La semejanza con la última facies ya fue indicada por ARPS (1970), quien señala la posible correlacionabilidad de la facies Muros con los granitos de grano medio-fino situados al este de la Unidad de Malpica-Tuy.

La facies Paradela es comparable con la facies Dumbría de la Alineación granítica de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza y las facies Berducido y Fracha de la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén. Es notable la reaparición del tipo "ala de mosca" en la facies Paradela del conjunto. Al igual que el modo de intruir de la facies Padrón en la facies Paradela en forma de vetillas irregulares a veces muy delgadas (1 cm.), la presencia del tipo "ala de mosca" resalta el gran parecido entre la parte meridional del Conjunto granítico de Padrón y la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén. Esta semejanza no es de extrañar, ya que las dos unidades se sitúan en una misma zona estructural-metamórfica longitudinal del Macizo hespérico de Galicia y que sólo están separadas entre sí por el macizo postectónico de Caldas de Reyes, que se emplaza transversalmente respecto a dicha zona, cortándola. Ambas unidades intruyen sobre rocas de un grado de metamorfismo regional de grado medio-alto con numerosos fenómenos de migmatización y, por lo general, poco deformadas y a gran escala (por ejemplo, 1:500.000), las dos unidades definen sin duda una alineación única, junto con la Alineación de Salvatierra-La Cañiza-Cercedo.

3.- CARACTERIZACION MICROSCOPICA.

3.- CARACTERIZACION MICROSCOPICA.

Al microscopio resulta existir un solapamiento muy grande entre las características microscópicas de las variantes normales de la facies Padrón y la facies Paradela. Por otra parte, el número bastante reducido de láminas delgadas disponibles de la última (granito a menudo muy alterado y difícil de mostrear) no permite verificar la existencia de diferencias sistemáticas de valor estadístico entre las dos facies, razones por las cuales se da a continuación una caracterización microscópica sintetizada de ambas facies.

3.1.- COMPOSICION Y DESCRIPCION MINERALOGICA.

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

Minerales accesorios: Apatito, circón, monacita, rutilo(?), opacos, sillimanita, andalucita, fluorita.

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

La generación principal del cuarzo aparece en agregados por lo general isométricos y con formas poco irregulares, que se componen de un número más o menos elevado de cristales xenomorfos que resultan del cuarteamiento de cristales anteriores. El grado de cuarteamiento observado en los agregados y el hábito de sus cristales dependen de la intensidad de deformación y recristalización. Normalmente, el cuarteamiento no es muy pronunciado y la extinción ondulante de los cristales no es muy fuerte. Raras veces los cristales muestran una extinción ondulante fuerte, bordes dentados, secciones ligeramente alargadas o una textura en mortero. En una amplia banda de alrededor de 1½ km. de anchura que linda con el Macizo de Caldas de Reyes, el cuarzo está muy recristalizado. Aquí, los agregados suelen constar de pocos (3-10) cristales con una extinción ondulante muy débil

y a menudo prácticamente ausente. Los bordes de los cristales suelen ser regulares e, incluso, rectos y son bastante frecuentes los puntos triples. Fuera de esta zona, los fenómenos de una clara recristalización del cuarzo son escasos y se restringen a parte de los cristales de cuarzo presentes.

El número de inclusiones de microlitos aciculares de rutilo (?) es muy variable, incluso a escala de lámina delgada. Suele ser bajo-muy bajo, pero hay numerosas excepciones de cristales con abundantes agujas. El cuarzo puede incluir también algún cristal pequeño, a menudo subidiomorfo, de biotita, además de circon, opacos, feldespato potásico, moscovita o sillimanita. Sólo en contados casos se observan en los cristales de cuarzo bandas de inclusiones muy finas.

El cuarzo se presenta también bajo otras formas, que, sin embargo, tienen muy escasa importancia cuantitativa. En los feldespatos, más en particular en los cristales de dimensiones mayores de feldespato potásico, se observan ordinariamente unas pocas inclusiones de cuarzo más o menos redondeadas y a veces subidiomorfas, que sugieren derivar del polimorfo de alta temperatura. No obstante, resulta difícil establecer si se trata realmente de cristales que pseudomorfizan la forma de alta temperatura, porque no es raro que se presenten pasos a cristales menos subidiomorfos y con formas más redondeadas (cuarzo "en gotas") que en contados casos forman enjambres dentro del feldespato potásico y que, al menos en algunos casos, son de origen tardío (envolviendo, por ejemplo, parcialmente a las inclusiones subidiomorfas de plagioclasa primaria). Formas indudablemente tardías de cuarzo aparecen en las mirmequitas, como relleno de grietas en feldespatos, en intercrecimientos simplectoides con moscovita y en guirnaldas en el feldespato potásico. El cuarzo tardío en forma de malla irregular dentro de feldespato potásico es muy escaso y sólo se observa muy cerca del Macizo de Caldas de Reyes (metamorfismo de contacto).

El feldespato potásico se presenta en cristales casi siempre marcadamente xenomorfos y a veces casi intersticiales. En la mayoría de los casos forma cristales que no son mayores que los de los demás constituyentes principales, aunque en cierto número de láminas delgadas el mineral tiende a formar unos pocos mega-

cristales pequeños o, incluso, algún megacrystal mayor. Las secciones de los cristales mayores son a menudo algo alargadas, en contraste con las de los cristales de dimensiones normales, que suelen ser isométricas. Pocas veces aparece en agregados de cristales pequeños. Parecen resultar de la trituración de algún cristal originalmente más grande y en ocasiones los cristales de tales agregados parecen estar recristalizados mostrando puntos triples.

Generalmente, 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 (pseudomorfosis de cristales de alta temperatura y/o tardío) y de plagioclasa y moscovita tardías. La presencia de enjambres de inclusiones pequeñas de cuarzo en algunos cristales mayores de feldespatos potásicos puede recordar a intercrecimientos granofíricos (muy poco frecuentes). Otras inclusiones observadas son cristales del mismo mineral (muy poco frecuente), de sillimanita, apatito, opacos y otros accesorios. Raras veces las inclusiones de plagioclasa primaria y biotita están orientadas respecto a planos cristalográficos del cristal hospedante.

El maclado en enrejado está desigualmente desarrollado, incluso dentro de un mismo cristal. Por lo general, está poco o moderadamente bien definido y no es raro que falte en parte de los cristales de una lámina delgada dada. Las maclas sencillas son poco frecuentes y se observan principalmente en los cristales mayores del feldespato potásico. Se trata casi exclusivamente de formas finas o muy finas, como enjambres de lamelas muy regulares rigurosamente paralelas entre sí, de lamelas algo más gruesas y algo más irregulares, con pasos a filoncillos muy delgados subparalelos y parches muy finos. Las formas medianamente gruesas (> 0.005 mm.) se presentan como parches y vetas irregulares. Los cristales mayores suelen ser los más pertícticos. En contados casos se observa una especie de mesopertita gruesa en la que no está claro si la plagioclasa sustituye al feldespato potásico o al revés.

La plagioclasa primaria se presenta en cristales no mirmequíticos de hábito xenomorfo-subidiomorfo. Pueden alcanzar dimensiones relativamente grandes e, in-

cluso, mayores que las de los cristales de feldespato potásico. La tendencia a formar cristales subidiomorfos es débil y se observa más en particular en las inclusiones pequeñas en los cristales de dimensiones mayores de feldespato potásico y en la plagioclasa más anortítica.

Aunque el contenido en anortita puede llegar a 33%, el intervalo normal es de 15%-0% y con frecuencia la plagioclasa es albita. (An_{10-0}). El máximo de An_{33} se ha medido en una inclusión subidiomorfa dentro de un cristal grande de feldespato potásico.

El zonado está normalmente muy poco desarrollado y en un buen número de cristales 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. Estos bordes suelen ser vagos. Sólo en la plagioclasa más anortítica se puede observar un zonado más patente, que puede ser irregular, en parches, y aquí los bordes ácidos suelen estar mejor definidos. En contados casos es vagamente oscilatorio, con zonas subidiomorfas imperfectas.

La plagioclasa primaria puede estar algo sericitizada. La sericitización suele ser claramente diferencial (bordes más limpios) en las plagioclasas más anortíticas, pero también puede ser diferencial en plagioclasas con un zonado muy débil, sugiriendo la existencia de un zonado primitivo actualmente borrado. La moscovitización de la plagioclasa primaria es, por lo general, débil, aunque suele haber en casi todas las láminas delgadas algunos cristales más o menos repletos de escamas, a menudo alistonadas, de moscovita.

La plagioclasa suele mostrar numerosas lamelas polinsintéticas finas. Raras veces se observa un vago maclado en damero.

Incluye a menudo algún cristal de cuarzo redondeado de entre 0.1 y 0.5 mm. -- También puede incluir biotita, apatito, circón, opacos o agujas de sillimanita. -- Ordinariamente, contiene pocas manchas de feldespato potásico (una vez con una mancha grande central recordando a la textura "rapakivi"). Puede mostrar relaciones complicadas con el último mineral y parece a veces que el feldespato potásico la sustituye algo (islotes de plagioclasa primaria(?) en feldespato potásico).

La plagioclasa secundaria se presenta en cristales xenomorfos de grano fino o 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 rosarios intersticiales de cristales muy finos entre cristales de feldespato potásico. Por regla general, es poco o nada mirmequítica (mirmequitas rudimentarias, con pocas inclusiones ameboides gruesas de cuarzo) y sólo en las láminas delgadas con plagioclasa más anortítica suelen estar mejor definidas las mirmequitas. Pocas veces la plagioclasa secundaria muestra un vago maclado en damero. Es principalmente albítica. Puede mostrar bordes más ácidos frente al feldespato potásico. Está apenas sericitizada y contiene pocas escamitas de moscovita. La cantidad de plagioclasa secundaria puede llegar a ser considerable, pero en la mayoría de las láminas delgadas es difícil estimar su proporción por estar poco contrastadas las dos generaciones de la plagioclasa.

La biotita aparece en cristales xenomorfos-subidiomorfos. Presenta tonalidades variadas de marrón para Y y Z (oscuras, rojizas o anaranjadas), mientras la tonalidad para X es amarillenta pálida. Sólo en una ocasión se ha observado biotita de color marrón verdoso. Incluye accesorios radiactivos (circón, monacita), apatito y opacos primarios. El número de halos pleocróicos es más bien bajo, aunque a veces se observa alguna sección basal cargada de inclusiones radiactivas. La biotita puede, a su vez, estar incluida en los feldespatos, más en particular el potásico, la moscovita y el cuarzo. Las inclusiones en los feldespatos y el cuarzo suelen ser pequeñas (≤ 0.1 mm.) y especialmente en el cuarzo muestran a menudo secciones hexagonales redondeadas o alistonadas. Las inclusiones en la moscovita suelen ser xenomorfas y son de tamaños más variados; suelen estar intercrecidas paralelamente

con la moscovita, aunque las excepciones son frecuentes. No existen indicios claros de que los cristales mayores de moscovita sustituyen a la biotita, como la liberación de minerales de Ti. Los cristales menores de moscovita sustituyen a veces de modo claro a la biotita, en cuyo caso suelen estar cargados de diminutas inclusiones muy irregulares y a veces de hábito esquelético de ilmenita. Raras veces un cristal aislado de biotita forma localmente en su borde un grueso intercrecimiento simplectítico con cuarzo. En las muestras de muy cerca del Macizo de Caldas de Reyes, la biotita puede mostrar tonalidades muy rojizas y formar agregados de cristales pequeños muy mezclados con otros mi-

nerales (cuarzo, moscovita, plagioclasa, sillimanita).

En todas las láminas delgadas estudiadas de la alineación, la biotita muestra una transformación a filosilicatos pleocróicos con colores verdosos, marrones verdosos o amarillentos o verdes pardos o amarillentos, con una alta birrefringencia, aunque inferior a la de la biotita fresca. Esta transformación puede llegar a ser casi completa. Los filosilicatos secundarios suelen estar intercrecidos paralelamente con la biotita, pero en ocasiones forman agregados algo radiados o se presentan en granos pequeños con textura helmíntica. Otros productos de la transformación de la biotita son la clorita, que, sin embargo, es mucho menos abundante que los filosilicatos mencionados previamente y, de hecho, relativamente escasa, el feldespató potásico (escaso) y cantidades accesorias de sagenita, opacos (en parte ilmenita) y semiopacos xenomorfos de grano muy fino con un relieve muy alto, entre los cuales anatasa, que ensucian los filosilicatos secundarios.

La moscovita se presenta en una amplia gama de tamaños y hábitos. Forma principalmente cristales de dimensiones relativamente grandes (> 1 mm.), que si bien xenomorfos en la mayoría de los casos, tienen por lo general bordes no muy irregulares. Pueden, incluso, ser subidiomorfos, lo que atañe especialmente a los ejemplares medianamente grandes (entre 1 y 2 mm.). Los cristales grandes constituyen a veces auténticas "moscas"; suelen ser patentemente xenomorfos y poseer contornos gruesamente lobulados. Muestran una preferencia para estar en contacto con cuarzo, mineral al que suelen incluir total o parcialmente. Lo último determina en parte su hábito xenomorfo e irregular. En las muestras de la aureola de metamorfismo de contacto del Macizo de Caldas de Reyes, la moscovita puede ser marcadamente xenomorfa. Parece tratarse de moscovita que se ha originado a partir de silicatos de aluminio. Los cristales de la generación principal de la moscovita pueden mostrar algún borde simplectítico grueso, especialmente en las secciones basales. Pueden incluir cuarzo (más en particular las "moscas", como ya se ha señalado), biotita (en intercrecimiento paralelo u oblicuo), apatito, circón (a veces rodeado de un halo pleocróico), opacos y agujas de sillimanita.

Casi siempre existe algo de moscovita de grano fino y de origen más tardío. Crece, por ejemplo, sobre cristales más grandes del mismo mineral y cristales de biotita (a la que sustituye algo). Forma a veces una franja alrededor de estos cristales. Son escasos los cristales dactilíticos, los agregados pinnados y los rosarios. Los últimos suelen ser muy cortos y estar mal definidos. Se hallan preferentemente en las muestras más deformadas y crecen principalmente en los contactos entre otros minerales. También se superpone a los feldespatos y suele rellenar más o menos a algún cristal de plagioclasa primaria en formas de escamitas irregulares, cristales subidiomorfos con secciones isométricas o en listones, que casi nunca son simplectíticos. Dentro de la plagioclasa, sus cristales pueden estar orientados según ciertas direcciones cristalográficas del cristal hospedante. Todas las formas tardías de grano fino pueden mostrar intercrecimientos simplectíticos con cuarzo.

El contenido en apatito es, por lo general, muy bajo. El mineral se presenta en cristales xenomorfos-subidiomorfos con secciones casi siempre isométricas y raras veces claramente alargadas, que a menudo están algo redondeadas y que pueden alcanzar 0.55 mm. de diámetro (normalmente < 0.1 mm.). Incluye con frecuencia diminutos cristales de otros accesorios, como circón y opacos. El apatito puede estar incluido en todos los minerales principales, pero muestra una preferencia para encontrarse asociado a las micas. Raras veces muestra fenómenos de sinneusis, observándose algunos cristales pegados entre sí o con opacos. En la muestra 04-09 TCFS45 se ha observado un único cristal de apatito con un núcleo subidiomorfo homogéneamente anubarrado. En contados casos se presenta como pequeños cristales (< 0.01 mm.) de hábito netamente prismático en las micas. El mineral puede formar también agujas muy finas, que se hallan incluidas principalmente en la plagioclasa, pero esta forma está poco desarrollada.

Son relativamente frecuentes los opacos de origen al parecer primario. Forman cristales pequeños (casi siempre < 0.2 mm.) xenomorfos y poco irregulares o subidiomorfos con secciones isométricas o bacilares. Aunque se pueden hallar incluidos en todos los minerales principales, se encuentran preferentemente dentro o al lado de las micas y apatito. A veces parecen mostrar fenómenos de sinneusis

con circón. En la muestra 04-09 TCFS 269 existe un cristal idiomorfo de piritita limonitizada (?) de 0.6 mm. de arista.

La sillimanita aparece en forma de fibrolita. Fuera de la aureola de metamorfismo de contacto del Macizo de Caldas de Reyes, el mineral es poco frecuente presentándose en unas escasas agujas muy finas incluídas en moscovita, cuarzo o feldespató potásico. Sólo en los alrededores inmediatos del Macizo de Caldas de Reyes llega a ser más frecuente y más abundante. Aquí puede formar haces y fieltros compactos, ser de hábito más grueso, aparecer dentro de plagioclasa y crecer sobre la biotita o entre granos relictos de andalucita. Suele estar parcial o totalmente transformada a moscovita o sericita.

La andalucita es un accesorio muy escaso. Sólo ha sido observada en tres muestras (04-09 TCFS 22 y 29, 04-09 GPEK 316), procedentes de la aureola de metamorfismo de contacto del Macizo de Caldas de Reyes. Se presenta en unos escasos granos xenomorfos relictos de cristales originalmente más grandes, que se encuentran incluídos en moscovita, feldespató potásico o plagioclasa. En la muestra 04-09 TCFS 22, la andalucita se halla dentro de plagioclasa, pero los granos están rodeados total o parcialmente de una aureola delgada de cuarzo. Entre los granos de andalucita pueden encontrarse agujas de sillimanita, que parecen haber crecido sobre la andalucita. Al igual que la sillimanita, la andalucita se transforma en moscovita, que a menudo forma un borde estrecho alrededor de los granos.

La fluorita aparece en cantidades muy pequeñas dentro o entre cristales de plagioclasa. Se encuentra a menudo mezclada con la sericita o moscovita de los núcleos algo transformados de la plagioclasa. Forma cristales muy pequeños - (< 0.04 mm.) completamente xenomorfos.

3.2.- TEXTURA.

La textura de los granitos es fundamentalmente panolotriomorfa y en la mayoría de los casos equigranular. La panolotriomorfía suele ser marcada y sólo en pocas muestras se observa cierta tendencia a una textura hipidiomorfa por ser los cristales de plagioclasa primaria en parte subidiomorfos. En la gran mayoría

de los casos la textura es patentemente equigranular, sin que se observe en el feldespató potásico una tendencia apreciable a formar cristales de dimensiones mayores. Sin embargo, existe un pequeño número de muestras en las que la textura es ligeramente inequigranular o algo porfídica debido al mayor tamaño de parte del feldespató potásico. Proceden de las zonas en las que ya a simple vista se observa la inequigranularidad.

La deformación de los granitos es casi siempre débil y sólo en unas pocas láminas delgadas su intensidad es moderada. La deformación se manifiesta principalmente en un cuarteamiento generalizado del cuarzo y de unos pocos cristales de plagioclasa, microclina o moscovita y la flexión de algún cristal de plagioclasa o moscovita. La extinción ondulante del cuarzo suele ser débil y los cristales suelen poseer bordes poco suturados. Raras veces, el cuarteamiento y la extinción ondulante del cuarzo son fuertes, en cuyo caso los bordes de los subcristales pueden estar irregularmente dentados y los subcristales algo alargados. También el feldespató potásico puede mostrar una extinción algo ondulante. Los cristales de moscovita raras veces son algo fusiformes. También son muy escasas las texturas en mortero, las partes de roca finamente trituradas compuestas por los componentes cuarzofeldespáticos y los rosarios de moscovita de grano fino, todos fenómenos de frecuente aparición en granitos de dos micas de zonas claramente deformadas de Galicia.

A pesar de la escasa deformación, los granitos pueden mostrar una fábrica algo orientada indicada por las micas.

En una zona de entre 1 y 2 km. de anchura, lindante con el Macizo de Caldas de Reyes, el cuarzo está muy recristalizado presentándose en agregados compuestos de cristales (a veces poco numerosos: 3-5 ejemplares) con contactos regulares, una extinción ondulante prácticamente ausente y numerosos puntos triples.

3.3.- CLASIFICACION.

La parte meridional del Conjunto granítico de Padrón consta en su gran mayoría de granitos moscovítico-biotíticos. La moscovita predomina de manera más o menos clara sobre la biotita. Normalmente, este predominio no es muy fuerte. Existen también bastantes láminas delgadas en las que las cantidades de las dos micas son aproximadamente iguales y unas pocas láminas delgadas en las que la biotita es más abundante que la moscovita. La plagioclasa tiene normalmente un contenido en anortita inferior a 15% y es en gran parte albítica. Llega, sin embargo, a alcanzar un valor de 33% (04-09 GPEK 316). También existe bastante variabilidad en cuanto al contenido en opacos, que puede ser relativamente alto, y en apatito, que suele ser muy bajo, pero que puede ser relativamente alto. Los distintos rasgos composicionales no parecen ser muy bien correlacionables entre sí, aunque es posible reconocer algunas muestras en las que la plagioclasa relativamente anortítica y el contenido relativamente alto en opacos . apatito y biotita, además de cierta tendencia a la hipidiomorfía, coinciden (por ejemplo, 04-09 TCFS 261 y 04-09 GPEK 316 y 322). Parecen presentar variantes algo menos evolucionadas de la alineación. La muestra 04-09 TCFS 46 es de composición adamellítica (paralelo interesante con la Alineación granítica de Donón-Tomiño). Parte de las muestras podría originalmente haber tenido plagioclasa más anortítica como sugieren los núcleos a menudo marcadamente sericitizados de las plagioclasas actualmente muy poco zonadas. Todo ello apunta a la presencia de granitos de dos micas menos evolucionados en la parte meridional del conjunto.

Las observaciones microscópicas no han permitido hacer subdivisiones claras entre grupos de granitos de distinta composición confirmándose la observación de campo de que entre las distintas variantes de las facies existen pasos graduales.

(Las láminas delgadas 04-09 TCFS 47 y 95 tienen una composición aberrante, la primera porque apenas contiene feldespatos potásicos a pesar de ser una roca moscovítica-biotítica con plagioclasa albítica y la segunda por su riqueza en

feldespato potásico y plagioclasa secundaria que debe haberse originado a partir de una roca originalmente muy rica en feldespato potásico).

4.- METAMORFISMO DE CONTACTO.

4.- METAMORFISMO DE CONTACTO.

No se conocen con seguridad efectos de metamorfismo de contacto ocasionados por los granitos de la parte meridional del Conjunto granítico de Padrón en su roca de caja, que consta de materiales del Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada y varios enclaves y bandas de ortogneis y metasedimentos. Todos estos materiales están afectados por un metamorfismo regional de un grado medio-alto manifestándose en abundantes fenómenos de migmatización, lo que hace difícil el reconocimiento de eventuales efectos de metamorfismo de contacto.

En el sur, el Conjunto granítico de Padrón está truncado por el Macizo de Caldas de Reyes en el cual, por supuesto, no se observa metamorfismo de contacto causado por los granitos del Conjunto granítico de Padrón. En los últimos se observan, en cambio, los efectos de metamorfismo de contacto ocasionados por el Macizo de Caldas de Reyes (recristalizaciones y texturas características, desarrollo de sillimanita y andalucita).

Algunos fenómenos observados en los metasedimentos y ortogneises de la zona meridional del conjunto que en un principio podrían indicar metamorfismo de contacto, como la presencia de turmalina y de blastos oblicuos de moscovita (a veces con una S_1 marcada por restos de fibrolita), pueden estar en relación tanto con los granitos del Conjunto granítico de Padrón como con el Macizo de Caldas de Reyes.

5.- GEOQUIMICA.

5.- GEOQUIMICA.

Se dispone de 6 análisis de granitos procedentes de la parte meridional del Conjunto granítico de Padrón que cae en la Hoja 1:200.000 de Pontevedra. De estos análisis, 4 son inéditos, habiendo sido realizados en el marco de la ejecución del presente proyecto, y 2 figuran en la documentación complementaria de la Hoja 1:50.000 de Villagarcía de Arosa (I.G.M.E., 1982). Cinco de las muestras analizadas corresponden a granitos de grano medio-fino (facies Padrón) y una a un granito intermedio entre las facies Padrón y Portadela.

Los análisis han sido alistados en la tabla I, en la cual se presentan también 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 y de algunos menores.

Si se comparan los análisis del Conjunto granítico de Padrón con los de un representante muy típico del grupo de las unidades de granitos de dos micas sin-cinemáticos de emplazamiento relativamente profundo de Gacilia occidental, como, por ejemplo, la Alineación granítica de Ons-La Guardia, se observa que el rango de variación es más amplio en el primero. Ello es debido a la presencia en la parte meridional del Conjunto granítico de Padrón de granitos relativamente biotíticos y anortíticos, que afloran especialmente en la parte meridional del Monte Xiabre (X= 524.800; Y= 4.720.180) y a los cuales corresponden los análisis EK-316 y EK-322. En las láminas delgadas de estas dos muestras se observa que la composición del granito tiende a ser la de una adamellita y que la plagioclasa en la primera muestra alcanza valores de 33% An.

La existencia de estos términos menos evolucionados en el conjunto se ve reflejada en los análisis, como demuestran, por ejemplo, el hecho de que los contenidos en FeO_+ (2.57%), MgO (0.66%), CaO (2.66%), TiO_2 (0.42%), P_2O_5 (0.36%) y anortita normativa (11.63%) alcanzan valores que son más altos en el conjunto que en la Alineación de Ons-La Guardia, así como en los valores mínimos inferiores para el contenido en SiO_2 (70.05%) y corindón normativo (0.19%), índice de diferenciación (82.32%) e índice de peraluminidad (0.98).

TABLA I.
FACIES PADRON.

Hoja	152	152	152	152	152
Muestra	EK-316*	EK-322*	FS-260	EK-329*	EK-328*
SiO ₂	70.05	70.42	70.95	71.78	73.50
Al ₂ O ₃	14.90	15.50	15.83	14.40	14.62
Fe ₂ O ₃	2.40 ⁺	2.57 ⁺	0.93	1.84 ⁺	1.16 ⁺
FeO			0.78		
MgO	0.66	0.49	0.26	0.39	0.18
CaO	2.66	1.68	0.63	1.12	0.84
Na ₂ O	3.50	3.50	2.79	3.37	3.50
K ₂ O	4.33	4.21	5.02	5.18	5.30
MnO	0.01	0.06	0.03	0.01	0.02
TiO ₂	0.42	0.40	0.41	0.35	0.12
P ₂ O ₅	0.24	0.24	0.10	0.36	0.29
H ₂ O	0.55	0.77	2.80	0.87	0.80
<u>Norma C.P.I.W.</u>					
Q	27.11	30.29	34.03	30.38	31.60
Or	25.59	24.88	29.67	30.61	31.32
Ab	29.62	29.62	23.61	28.52	29.62
An	11.63	6.77	2.47	3.21	2.27
Hy	1.64	1.22	0.69	0.97	0.45
He	2.40	2.57		1.84	1.16
Mt			1.35		
Il	0.02	0.13	0.78	0.02	0.04
Ru	0.41	0.33		0.34	0.10
Ap	0.56	0.56	0.23	0.83	0.67
C	0.19	2.71	4.90	2.07	2.29
IA	0.98	1.16	1.42	1.09	1.12
ID	82.32	84.79	87.31	89.51	92.54
Li	55	66	108	46	53
Rb	200	340	470	440	390
Sr	70	80	79	30	20
Ba	454	545	420	450	100
Sn	12	25		<5	18
W	<5	<5		7	10
K/Rb	179	103	89	90	113

+ Fe como hierro total

* Muestra propia del Proyecto

TABLA I. (Cont.)

FACIES INTERMEDIA ENTRE LAS DE PADRON Y PARADELA.

Hoja 152
Muestra FS-270

SiO₂ 70.95
Al₂O₃ 15.35
Fe₂O₃ 0.69
FeO 0.91
MgO 0.39
CaO 0.63
Na₂O 2.54
K₂O 5.39
MnO 0.02
TiO₂ 0.38
P₂O₅ 0.11
H₂O 2.66

Norma C.I.P.W.

Q 33.69
Or 31.85
Ab 21.49
An 2.41
Hy 1.48
Mt 1.00
Il 0.72
Ap 0.25
C 4.46
IA 1.36
ID 87.04

Li 124
Rb 487
Sr 12
Ba 258
K/Rb 92

CONJUNTO GRANITICO DE PADRON

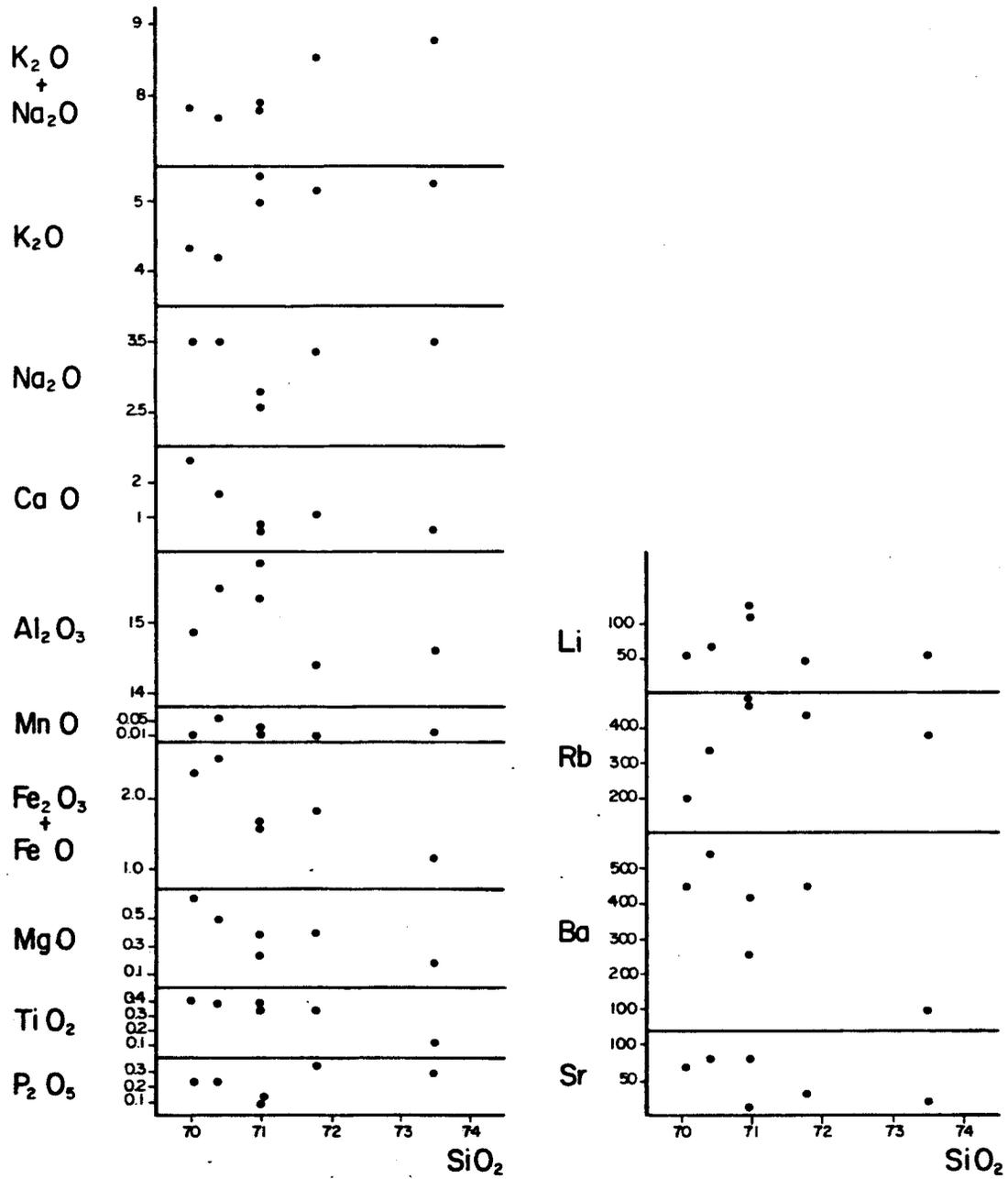


Figura 1

La muestra EK-316 destaca por ser ligeramente metalumínica ($IA=0.98$), su pobreza en corindón normativo (0.19%) y su alta relación $-An/Ab$ (0.39) y K/Rb (179). En cuanto a su carácter químico, se aproxima a la muestra EK-345 del Macizo de Corrubedo, otro ejemplo de un granito relativamente poco evolucionado y cálcico que aflora en el seno de una unidad sincinemática de emplazamiento relativamente profundo compuesto esencialmente por granitos de dos micas. Por otra parte, el espectro de variación de las distintas variables geoquímicas abarca valores corrientes para los granitos sincinemáticos de dos micas de emplazamiento relativamente profundo de Galicia occidental.

En los diagramas de Harker para los elementos mayores se observan tendencias evolutivas normales (aumento en $K_2O + Na_2O$, aumento en K_2O , descenso en CaO , Al_2O_3 (?), FeO , MgO y TiO_2), sin que se observen rupturas de continuidad. Por lo tanto, los datos geoquímicos disponibles sobre los elementos mayores no contradicen la hipótesis basada en observaciones de campo y al microscopio según la cual, a pesar de la variabilidad señalada, el conjunto representa una unidad comagmática.

También los elementos menores Rb , Ba y Sr ofrecen tendencias evolutivas normales (descenso en Ba y Sr , aumento en Rb). El contenido en Li queda más o menos constante y es relativamente bajo, también en la muestra EK-328 con alto índice de diferenciación (92.54), no observándose la tendencia normal a concentrarse en los términos más evolucionados de una unidad granítica dada.

6.- BIBLIOGRAFIA.

BIBLIOGRAFIA.

- ARPS, C.E.S. (1970).- Petrology of a part of the western Galician basement between the Río Jallas and the Ría de Arosa, (NW Spain) with special emphasis on zircon investigations. Leidse Geol. Med., 46; 57-155.
- 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. IGME, 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. (1982).- Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja de Villagarcía de Arosa (152).
- I.G.M.E. (1985a).- Mapa geológico de España E. 1:200.000. Hoja de 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-Lugo)". Memoria 2, Informe 14.
- I.G.M.E. (en prensa).- Mapa geológico de España E. 1:200.000. Hoja de Orense/Verín (17/27).
- KUIJPER, R.P. (1979).- U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of Western Galicia (NW Spain). Verh. N^o 5, Z.W.O. Lab. Isotopen-geologie, Amsterdam; 1-101.

- PARGA PONDAL, I. (1963).- Mapa petrológico estructural de Galicia, E. 1:400.000.
I.G.M.E.
- PARGA PONDAL, I.; LOPEZ DE AZCONA, J.M.; TORRE DE ENCISO, E. (1964).- Mapa geológico de la provincia de La Coruña. I.G.M.E.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph.; CAPDEVILA, E.; 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.
- 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 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.- Granitos de la alineación.

- Hoja 152: 7, 8, 12, 15, 19, 21, 22, 23, 24, 29, 31, 35, 36, 37, 39, 40, 41, 45, 46, 47, 48, 49, 55, 56, 57, 59, 60, 63, 64, 95, 186, 187, 189, 261, 264, 267, 269, 271, 279, EK-316, EK-322, EK-328, EK-329.

II.- Granitos del Macizo de Caldas de Reyes.

- Hoja 152: 20.

III.- Ortogneises.

- Hoja 152: 17, 18, 33, 34, 42, 43, 44, 50, 61?, 262, 263, 277, 1070?.

IV.- Metasedimentos.

- Hoja 152: 9, 10, 11, 14, 16, 28, 30, 32, 130, 265, 266?, 1001, 1002, 1009, 1010.

CONJUNTO GRANITICO DE PADRON
(PARTE SUR)

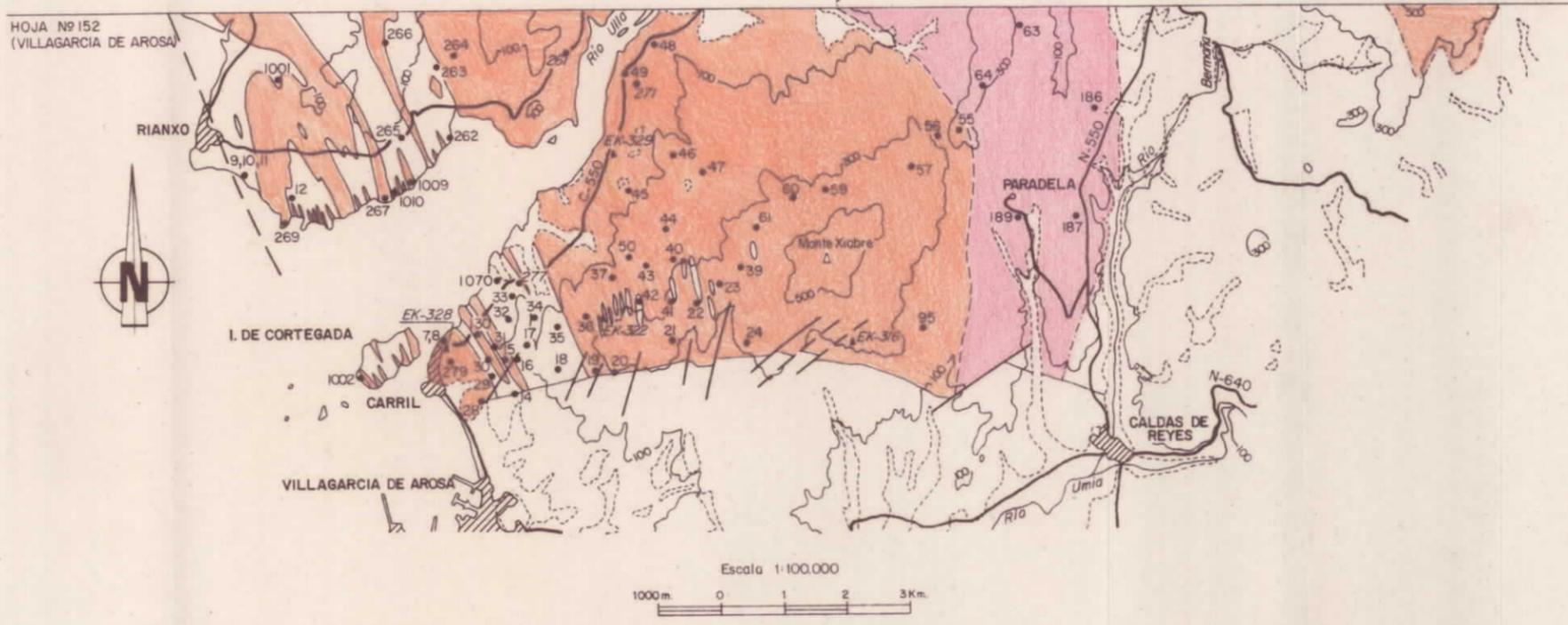
Proyecto: "ESTUDIO Y CARACTERIZACION PETROLOGICA Y
GEOQUIMICA DE LAS ROCAS GRANITICAS DE
LA ZONA SUROCCIDENTAL DE GALICIA
(2ª FASE)"

LEYENDA

-  Granito de dos micas de grano medio-fino
-  Zona con granito de dos micas de grano medio-grueso

SIMBOLOS

-  Contacto intrusivo
-  Contacto gradual
-  Contacto discordante. Límite de recubrimientos terciarios y cuaternarios
-  Contacto neto con mezcla de facies
-  Falla (supuesta)
-  Muestra procedente del Plan Magna
-  Muestra propia del Proyecto
-  Situación de muestra analizada geoquímicamente
-  Carretera
-  Río
-  Población
-  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