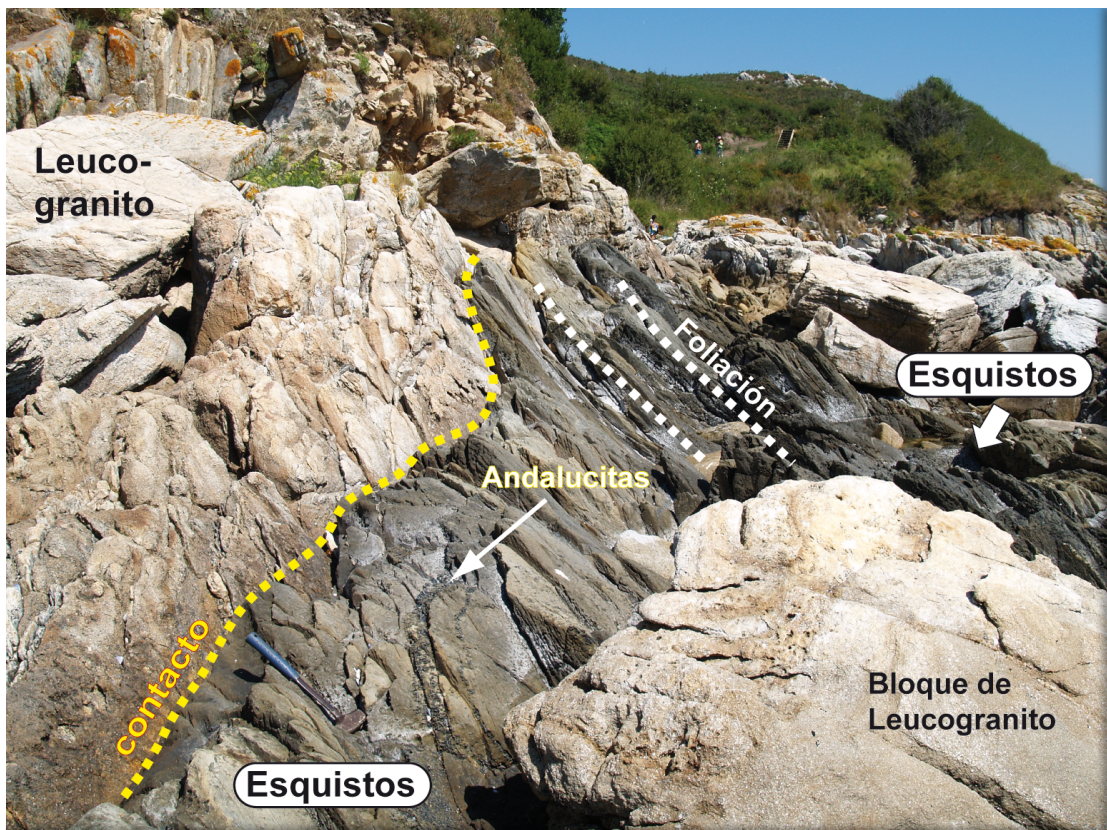


# Granitos y rocas metamórficas del Oeste de Galicia

Costa Occidental Gallega - Isla de Ons

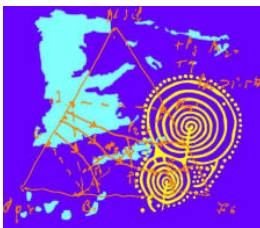
6ª Reunión del Grupo Ibérico de Petrología, Geoquímica y Geocronología

SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA



Bueu (Pontevedra) 13 al 15 de Septiembre de 2019

Guía de Campo: Luis González-Menéndez, Gloria Gallastegui, Andrés Cuesta, Pablo González Cuadra, Álvaro Rubio-Ordóñez



Comisión de Petrología, Geoquímica y Geocronología  
de Rocas Ígneas y Metamórficas de la Sociedad  
Geológica de España



## **1. EL BASAMENTO GRANÍTICO DE GALICIA**

Este recorrido de campo se realiza en algunos de los afloramientos más representativos de la costa occidental de Galicia, concretamente en las Rías Bajas, y en la Isla de Ons. Ambos sectores forman parte del basamento Varisco del noroeste peninsular. El Orógeno Varisco Europeo fue el resultado de la colisión oblicua entre diferentes supercontinentes paleozoicos: Gondwana, Laurentia y Báltica. Una característica distintiva de las zonas internas de este basamento varisco (Galicia Trás-os-Montes, ZGTM, y Zona Centroibérica, ZCI) es la gran abundancia de rocas graníticas, consecuencia del importante magmatismo generado durante la colisión continental.

En el área que se pretende visitar afloran materiales pertenecientes a dos de las zonas en las que se divide el Macizo Ibérico, Zona de Galicia Trás-os-Montes (ZGTM) y Zona Centroibérica (ZCI) (Julivert et al., 1972; Farias et al., 1987). Prácticamente todo el territorio corresponde a la Zona de Galicia Trás-os-Montes de la que están representados los dos dominios que la integran, el Dominio Esquistoso y el Dominio de los Complejos Alóctonos con rocas máficas y relacionadas (Farias et al., 1987). La Zona Centroibérica estaría representada en esta región en una pequeña franja a lo largo del litoral atlántico.

Aunque en ambas zonas se han reconocido evidencias de episodios de deformación prevariscos, la estructuración dominante de la región corresponde al ciclo Varisco que a grandes rasgos consiste en un apilamiento de los distintos dominios mencionados, el cual se encuentra replegado de modo que los conjuntos estructuralmente mas altos afloran en el núcleo de los sinformes. Este conjunto de unidades se encuentra intruido por una gran cantidad de cuerpos plutónicos generados durante el ciclo varisco. La entrada de este magmatismo oblitera en parte la estructura previa de su encajante, al tiempo que participa parcialmente en el desarrollo de la misma.

Como modelo general para el área que se pretende visitar se considera una evolución tectonotérmica en la que se diferencian: a) Una fase D1, de carácter compresivo, en la que se generan pliegues tumbados y tiene una edad en torno a 350 Ma (Rubio Pascual et al., 2013), b) Una segunda fase D2, que abarca un periodo entre 335 y 319 Ma (Rubio Pascual et al., 2013), y que conlleva movimientos compresivos y extensionales y, c) Una



fase de acortamiento final D3, con una duración que puede estar comprendida entre 316 y 300 Ma, durante la cual se generan pliegues verticalizados y cizallamientos de desgarre. La generación y emplazamiento de los magmas graníticos que nos interesan es posterior a D1 y finaliza después de D3. Los afloramientos que hemos elegido nos permitirán discutir sobre las relaciones entre el magmatismo granítico y los sucesos tectónicos que se aprecian en la zona.

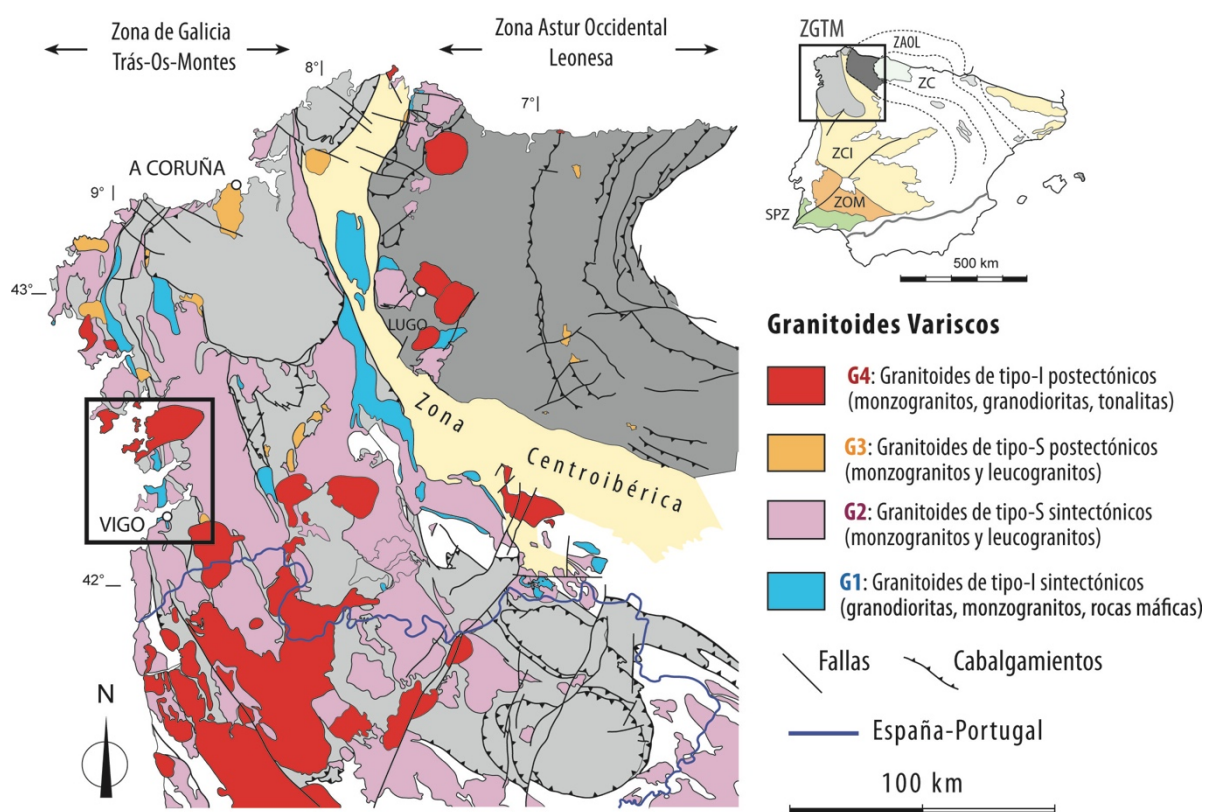
Los primeros intentos de establecer una sistematización y clasificación de las rocas graníticas gallegas se deben a Schulz (1835), Parga Pondal (1935) y Carlé (1945), pero es Capdevila (1969) quien establece una clasificación de los granitos de Galicia oriental de vital importancia para clasificaciones posteriores. En base a los trabajos de Capdevila y a los realizados por diferentes autores de la Escuela de Leiden en Galicia occidental, en 1970 Capdevila y Floor proponen una clasificación basada en criterios petrográfico-geoquímicos, ligeramente modificada en 1973 por Capdevila, Corretgé y Floor, que contempla la existencia de dos series:

1- Serie de los granitoides de feldespato alcalino de dos micas (G2 y G3 de Capdevila, 1969). Están relacionados con el metamorfismo regional varisco que provoca procesos de anatexia en niveles suficientemente profundos del orógeno. Constituye una serie que comprende migmatitas, granitos migmatíticos autóctonos (G2), hasta granitos de dos micas alóctonos y homogéneos (G3).

2- Serie de los granitoides calcoalcalinos con biotita dominante (G1 y G4 de Capdevila, 1969) que comprende granodioritas, granitos, cuarzodioritas y productos diferenciados ácidos. Su génesis es independiente del metamorfismo regional y los procesos de migmatización variscos y provienen de la parte profunda de la corteza. Se distinguen dos grupos: Granodioritas precoces en macizos alargados (G1) emplazadas con anterioridad a las últimas deformaciones variscas y Granodioritas y granitos tardíos en macizos circunscritos (G4) emplazadas con posterioridad a las deformaciones variscas.

Según estos autores y trabajos posteriores recopilados en Cuesta y Gallastegui (2004 y referencias asociadas), las principales características de estos cuatro episodios magmáticos son (Fig. 1.1):





**Fig. 1.1.** Zonas tectono-estratigráficas del Macizo Ibérico: Cantábrica (ZC), Astur-Occidental Leonesa (ZAOL), Galicia Trás-os-Montes (ZGTM), Centroibérica (ZCI), Ossa-Morena (ZOM) y Sur-Portuguesa (ZSP). Mapa geológico simplificado de los granitoides variscos del noroeste del Macizo Ibérico. Se muestra en el recuadro la situación del área de interés (Dallmeyer et al., 1997; Martínez Catalán et al., 1999; Cuesta y Gallastegui, 2004).

**G1: Granitoides de tipo-I sintectónicos ( $\approx 330\text{-}315\text{ Ma}$ ).** También denominados "granodioritas precoces", estas rocas forman cuerpos con patrones de afloramiento alargados y paralelos a las estructuras variscas de fase 2 y constituyen el primer pulso de magmatismo relacionado con la colisión continental varisca. Su intrusión y emplazamiento tuvo lugar en rocas metamórficas de grado medio-alto. Por su extensión de afloramiento pueden representar un  $\approx 12\text{-}14\%$  del conjunto de rocas ígneas del noroeste peninsular. Respecto a su mineralogía, son granodioritas y monzogranitos porfídicos biotíticos. Ocasionalmente pueden contener moscovita secundaria, asociada a zonas de contacto. Los rasgos más destacables de su composición química son: valores del índice de saturación en aluminio (ISA) bastante variables  $\approx 0.92\text{-}1.1$  (aunque en algunos casos pueden llegar hasta 1.2);  $\text{P}_2\text{O}_5 \approx 0.1\text{-}0.45\text{ wt.}\%$  y contenidos en  $\text{CaO} > 1\text{ wt.}\%$ ; las concentraciones de  $\text{K}_2\text{O}$ , LILE y REE son elevadas y los espectros de REE muy fraccionados  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} \approx 43.8$ ; las relaciones isotópicas son relativamente bajas  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{i}} \approx 0.708$ . Las granodioritas pueden contener enclaves (mme), e ir acompañados de fragmentos de rocas máficas a intermedias (denominadas en la jerga local como "precursores básicos"). En algunos



casos estas rocas intermedias son de tipo vaugnerítico (Gallastegui, 1993, 2005) y modalmente son gabros-cuarzodioritas-cuarzomonzonitas con anfíbol + biotita  $\pm$  clinopiroxeno  $\pm$  ortopiroxeno. Son rocas metaalumínicas ( $ISA < 1.0$ ) con altas concentraciones en MgO, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ba, Rb, Sr, Pb, Zr y LREE, espectros de REE muy fraccionados  $(La/Yb)_N$ : 11-75 y relaciones isotópicas  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i \approx 0.707$ . A las granodioritas suceden, a veces de forma casi contemporánea, los granitos de dos micas sintectónicos y asociados a las zonas de cizalla de fase 3.

**G2: Granitoides de tipo-S sintectónicos ( $\approx 325$ -310 Ma).** Estas rocas constituyen importantes volúmenes de granitos, leucogranitos, granitos anatócticos y diques aplopegmatíticos, todos relacionados espacial y temporalmente con el metamorfismo y la anatexia cortical varisca. La estructura de estos granitos consiste en múltiples intrusiones bandeadas dispuestas en paralelo a las estructuras variscas. Su emplazamiento tuvo lugar de forma simultánea con el desarrollo de cizallas dúctiles de escala regional relacionadas con la fase 3 de deformación. Dada la naturaleza anatóctica de muchos de estos granitos, son frecuentes los contactos graduales con metasedimentos y ortogneises migmatizados (metatexitas y diatexitas). En otros casos, no se observan estas conexiones y los contactos son netos e intrusivos. Considerando su gran extensión cartográfica pueden representar un  $\approx 50$ -55% el conjunto de rocas ígneas. La mineralogía dominante es la de granitos de dos micas (biotita + moscovita) con cantidades variables de turmalina, sillimanita (fibrolita) y granate. Los rasgos composicionales más distintivos son su neto carácter peralumínico ( $ISA \approx 1.1$ -1.35) y su elevado contenido en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ( $\approx 0.22$ -0.43 wt.%), así como su baja concentración de CaO ( $\approx 0.33$ -0.64 wt.%). Los contenidos en REE son bajos y sus espectros normalizados pueden ser muy irregulares, con escaso fraccionamiento  $[(La/Yb)_N \approx 8.8]$  y con pequeñas anomalías negativas del Eu. En otros casos, cuando los granitos son más biotíticos, suelen presentar espectros de REE más fraccionados, mayor anomalía negativa del Eu y contenido total de REE más elevado.

**G3: Granitoides de tipo-S tardi/postectónicos ( $\approx 300$ -295 Ma).** Los granitos pertenecientes a este grupo se emplazaron durante y posteriormente a los últimos estadios de la fase 3 de deformación varisca. Forman cuerpos más o menos circunscritos emplazados en niveles de la corteza relativamente altos, puesto que sus materiales encajantes fueron rocas metamórficas de grado medio-bajo en las que indujeron el desarrollo de aureolas térmicas de contacto. Estos granitos suelen tener



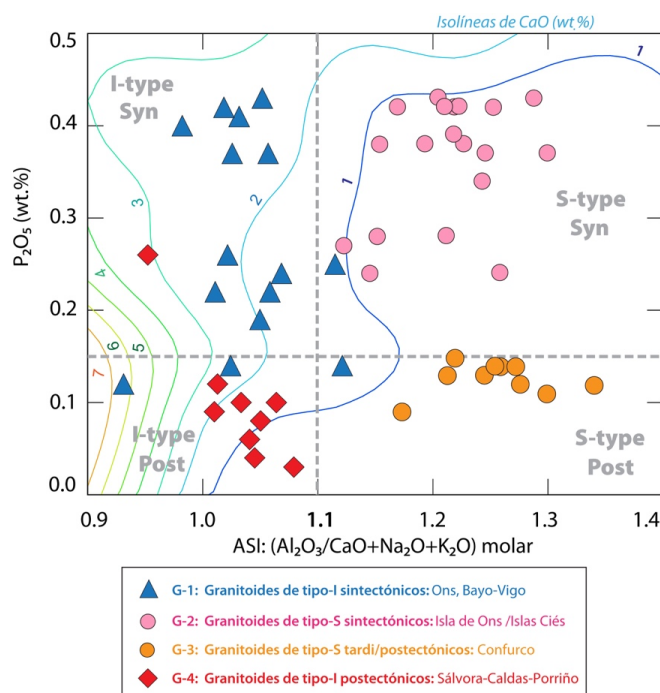
cierta zonación composicional con contactos internos de naturaleza transicional o neta. Pueden presentar orientaciones magmáticas de flujo relacionadas con la dinámica del emplazamiento. Por su limitada extensión de afloramiento pueden representar un  $\approx 5-6\%$  del conjunto de rocas ígneas. Su composición es variada e incluyen monzogranitos, granitos biotíticos, granitos con biotita + moscovita y leucogranitos con moscovita  $\pm$  granate. Su geoquímica es en parte similar a la del grupo anterior (G2) aunque contienen bastante menos cantidad de  $P_2O_5$  (0.09-0.14 wt.%). El rango de valores del ISA es de  $\approx 1.15-1.35$ . Las tierras raras muestran un menor fraccionamiento en comparación con el grupo G2  $[(La/Lu)_N \approx 6]$ . También presentan mayor anomalía negativa del Eu así como mayores contenidos totales en REE. Las relaciones isotópicas del Sr son variables aunque en general elevadas  $[(^{87}Sr/^{86}Sr)_i \approx 0.707-0.717]$ .

**G4: Granitoides de tipo-I postectónicos ( $\approx 295-290$  Ma).** Estos granitoides forman cuerpos con patrón de afloramiento circunscrito, cortan todas las estructuras variscas y producen aureolas térmicas en las rocas encajantes. La mayoría de estos plutones están compuestos de diferentes unidades o facies y en algunos casos presentan orientaciones magmáticas de flujo (feldespatos, biotitas). Su extensión de afloramiento puede representar un  $\approx 20-25\%$  del conjunto de rocas ígneas. Las litologías más frecuentes son monzogranitos de biotita – titanita – allanita  $\pm$  granate (pueden desarrollar algo de moscovita secundaria) y monzogranitos/granodioritas con biotita – titanita – allanita  $\pm$  anfíbol. Pueden contener enclaves de tonalitas, cuarzo-monzodioritas y cuarzo-monzonitas. Su geoquímica se caracteriza por valores moderados a bajos del ISA (1.0-1.1), concentraciones relativamente elevadas en CaO (0.6-2 wt%) y muy bajos contenidos en  $P_2O_5$  ( $<0.1$  wt.%). La relación  $FeOt/FeOt+MgO$  es especialmente elevada, tanto en la química de roca total ( $\approx 0.9-1.0$ ) como en la de sus minerales ferromagnesianos ( $Bt \pm Amp$ ). Suelen tener bastante fraccionamiento de tierras raras, importantes anomalías negativas del Eu y valores isotópicos del Sr de moderados a bajos  $[(^{87}Sr/^{86}Sr)_i \approx 0.705-0.708]$ .

## 2. COMPARATIVA GEOQUÍMICA DE LOS GRUPOS DE GRANITOIDES: G1-G2-G3-G4

En base al porcentaje de  $SiO_2$  y a la suma de los álcalis ( $Na_2O+K_2O$ ) del conjunto de granitos, los G1 y G4 se clasifican como cuarzo-monzonitas-granodioritas-monzogranitos. El resto (G2 y G3) son mayoritariamente monzogranitos y

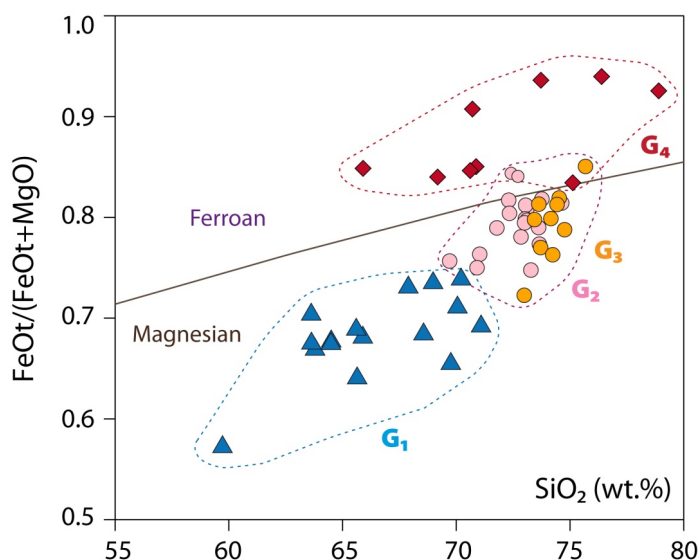
leucogranitos. Sin embargo, las variables que mejor permiten diferenciar estos grupos de granitoides son el índice de saturación en aluminio (ISA) y los contenidos en  $P_2O_5$  y en CaO (Fig. 2.1).



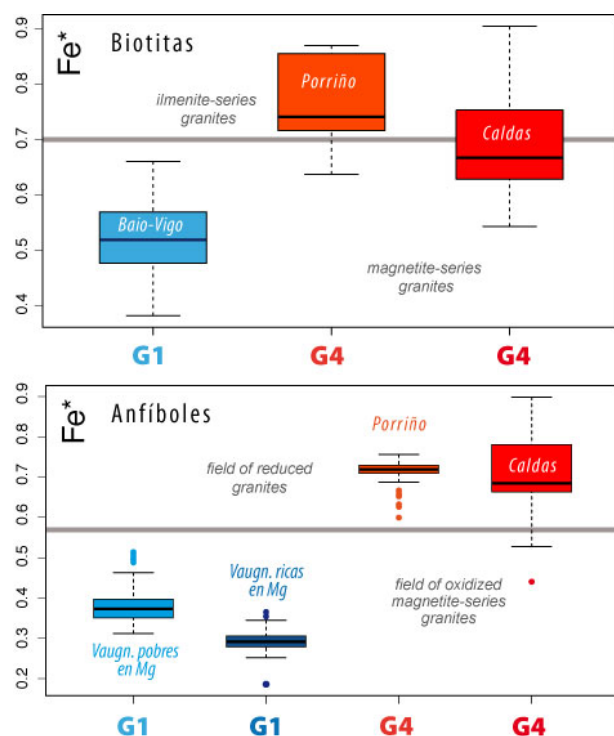
**Fig. 2.1.** Contenido en  $P_2O_5$  frente al índice de saturación de aluminio (ISA) junto con las isótopos de concentración de CaO, para un grupo de muestras representativas de los diferentes grupos graníticos del noroeste peninsular.

Los granitoides G1 muestran valores del ISA mayoritariamente por debajo de 1.1, umbral por encima del cual se definen los granitos de tipo S. Los contenidos de CaO son relativamente elevados ( $> 1$  wt.%); sin embargo, los contenidos de  $P_2O_5$  son altos y similares a los propios de granitos de tipo S. Los granitoides G2 presentan valores de ISA elevados ( $> 1.1$ ), bajos contenidos de CaO ( $< 1$  wt.%) y altos contenidos de  $P_2O_5$ , características típicas de granitos de tipología S. El grupo G3 es similar al G2, asimilable también a una tipología S, pero contrasta su baja concentración de  $P_2O_5$  ( $< 0.15$  wt.%). Los granitoides del grupo G4 muestran características típicas de granitos de tipo I: valores de ISA  $< 1.1$ , contenidos de CaO  $> 1$  wt.% (relativamente elevados) y bajos contenidos de  $P_2O_5$  ( $< 0.15$  wt.%). Los valores de ISA y CaO discriminan dos grupos, G1 y G4 por un lado, y los peraluminicos, G2 y G3, por el otro. Con respecto a los contenidos en  $P_2O_5$ , un hecho es cierto es que los contenidos se ordenan de mayor a menor según la secuencia de emplazamiento: de G1 a G4. Por tanto, cada grupo tiene unas características geoquímicas específicas que podrían ser indicativas de que, en su génesis, han debido estar involucrados procesos y/o materiales fuente diferentes.

La relación  $\text{Fe}^*$ ,  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ , también permite diferenciar los diferentes grupos aunque de forma menos neta en el caso de los granitoides G2-G3 (Fig. 2.2). En cambio, es patente el contraste entre los G1, clasificados como "magnesian", mientras que los elevados ratios  $\text{Fe}^*$  de los granitos G4 permiten que sean clasificados como granitos de tipo "ferroan". Estas diferencias son también notables en los valores de  $\text{Fe}^*$ ,  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  que muestran sus minerales, tanto biotita como anfíbol (Fig. 2.3).



**Fig. 2.2.** Relación de hierro-magnesio (roca total) en comparación con la concentración de  $\text{SiO}_2$ . El límite entre los granitos ricos en hierro ("ferroan") y en magnesio ("magnesian") corresponde a Frost y Frost (2008).

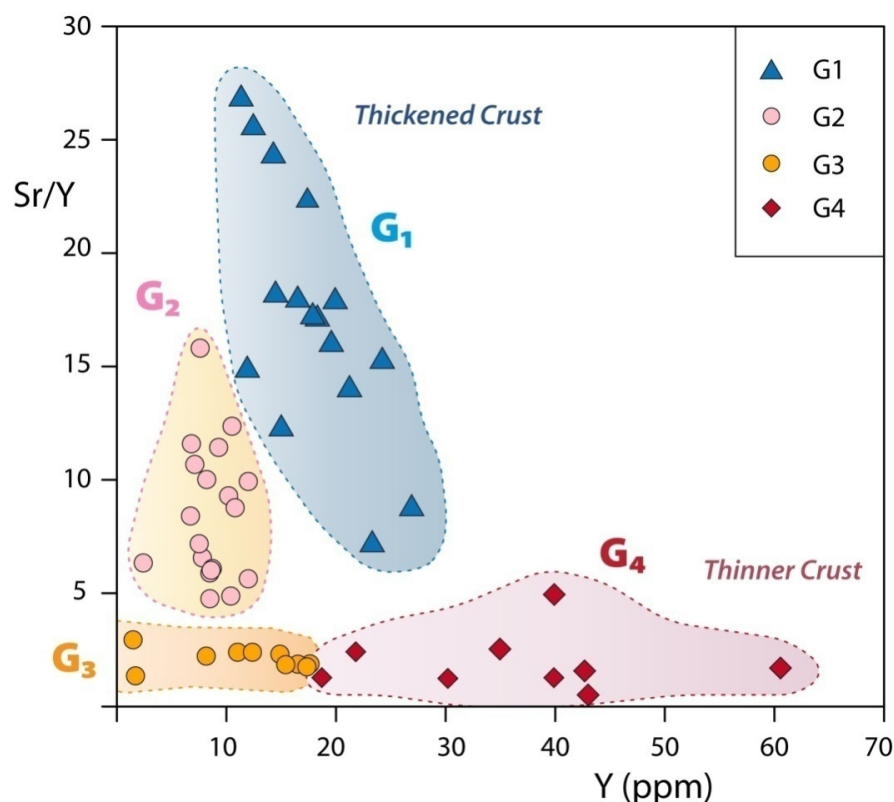


**Fig.2.3.** Distribución de las relaciones de hierro-magnesio [ $\text{Fe}^*=(\text{FeOt}/\text{FeOt}+\text{MgO})$ ] en biotitas y anfíboles de los granitoides G1 y G4 (G1 Representados por Baio-Vigo y G4 por Porriño y C de Reis). Los límites entre "ilmenite and magnetite granites" y "reduced and oxidized granites" son, respectivamente, de Anderson y Smith (1995) y Dall'Agnol et al. (2005).



En cuanto a los elementos traza, destacan los contenidos relativamente elevados de Ba ( $\approx 200$ -1300 ppm), Sr ( $\approx 150$ -400 ppm) y Zr ( $\approx 100$ -300 ppm) en el grupo de los granitoides G1, en comparación con el resto de grupos que muestran concentraciones generalmente menores, en especial los G3 y G2.

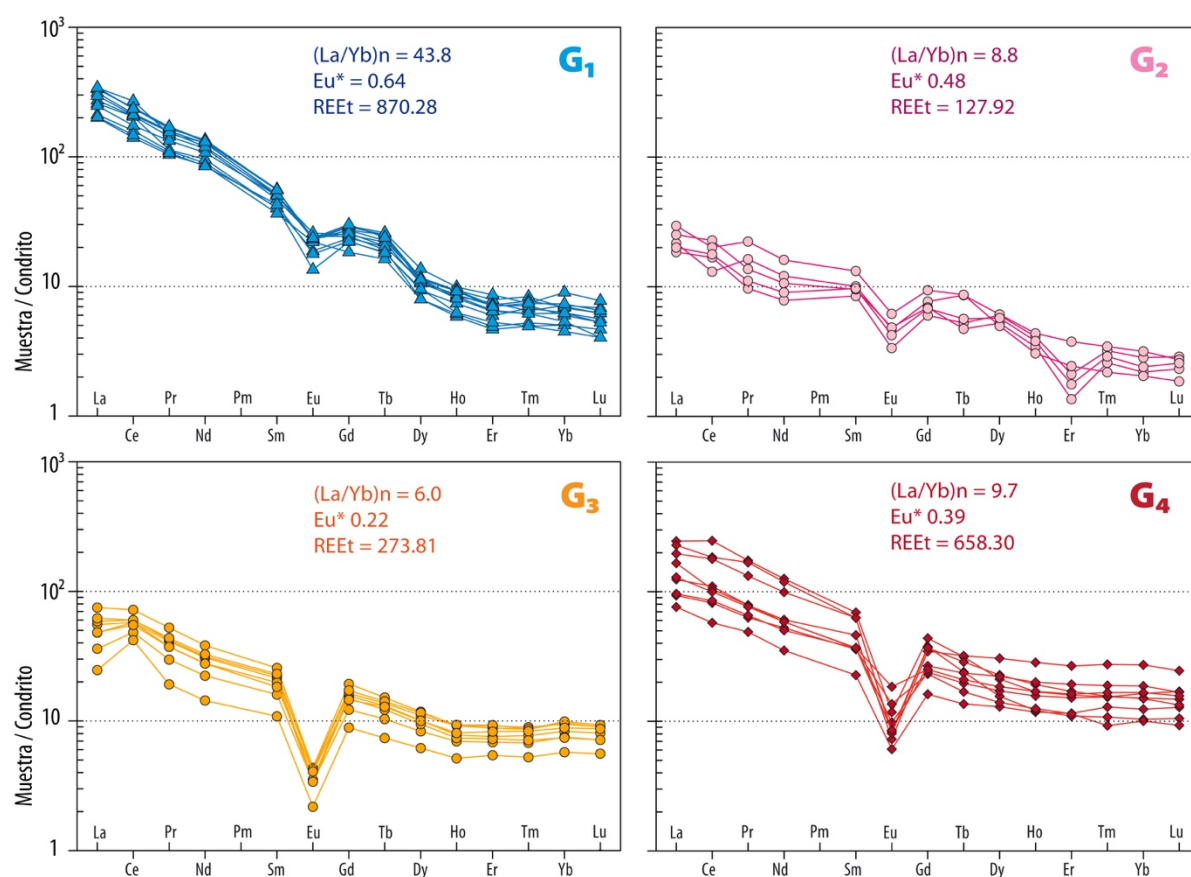
Algunas relaciones entre elementos traza también permiten diferenciar los grupos de granitoides G1-G2-G3-G4, además de tener un significado petrogenético. Este es el caso del ratio Sr/Y vinculado con la profundidad o espesor de corteza en relación con el proceso de fusión parcial (Moyen et al., 2010). En el caso de los G1 y, en menor medida los G2, los valores de la relación Sr/Y son más elevados en comparación con los grupos G3 y G4 (Fig. 2.4). El carácter sintectónico de los granitoides G1 y G2 estaría de acuerdo con su formación bajo un mayor espesor de corteza donde los fundidos estarían en equilibrio con más granate (Y) y/o menos plagioclasa (Sr). En contraste, los granitoides G3 y G4, más tardíos, se formaron probablemente en condiciones de desmantelamiento orogénico, bajo una corteza de menor espesor: fundidos en equilibrio con más plagioclasa (Sr) y/o menos granate (Y).



**Fig. 2.4.** Relación Sr/Y frente al contenido en Y para los diferentes grupos graníticos. Son destacables las mayores relaciones de Sr/Y para los grupos G1 y G2 en comparación con el resto.

Los diagramas normalizados al condrito (Boynton, 1984) de tierras raras (REE) son diferentes en cada grupo (Fig. 2.5). Los granitoides G1 tienen mayores cantidades de

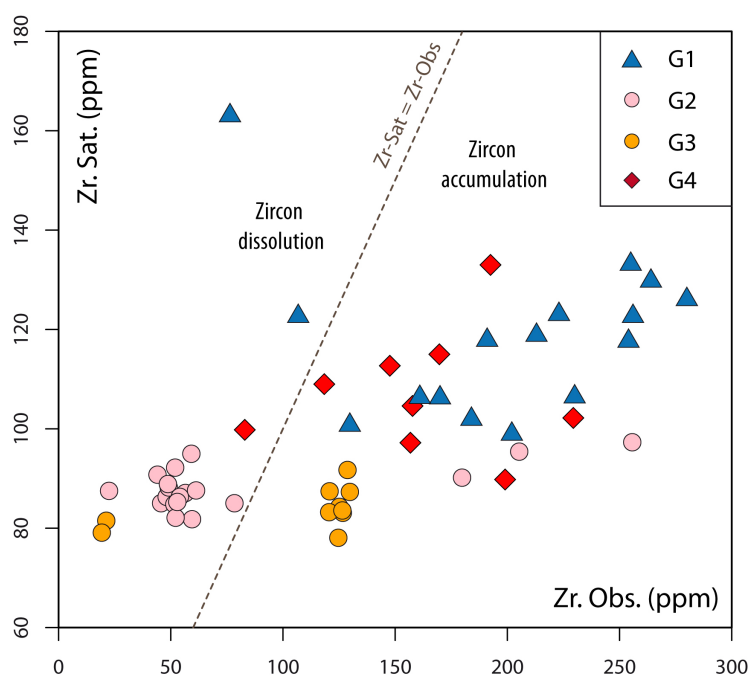
REE, los patrones más fraccionados y las menores anomalías negativas del Eu, en comparación con el resto de grupos. Estas características son compatibles con una mayor presión en el área fuente durante la fusión parcial. Los granitos del grupo G2 muestran espectros de REE algo irregulares, con bajos contenidos totales de REE, fraccionamiento moderado y anomalía negativa del Eu poco marcada. Los granitoides del grupo G3 tienen contenidos intermedios de REE, escaso fraccionamiento y una anomalía negativa del Eu muy marcada. Los G4 tienen más REE y mayor fraccionamiento en sus espectros, pero también presentan una fuerte anomalía negativa del Eu de similar magnitud a la de los G3.



**Fig. 2.5.** Diagramas de tierras raras (REE) para los cuatro grupos graníticos del noroeste peninsular, representados por las muestras estudiadas de la costa occidental de Galicia.

Existe una aceptable correlación entre los valores de la anomalía negativa del Eu y los ratios Sr/Y. Aquellos granitoides con menor anomalía negativa del Eu tienen valores de Sr/Y mayores y, en general, espectros de REE algo más fraccionados (G1-G2). Los granitoides G3 y G4 muestran mayor anomalía negativa del Eu correlativa con menores relaciones Sr/Y, así como menor fraccionamiento, en general, de REE (grupos G3-G4).

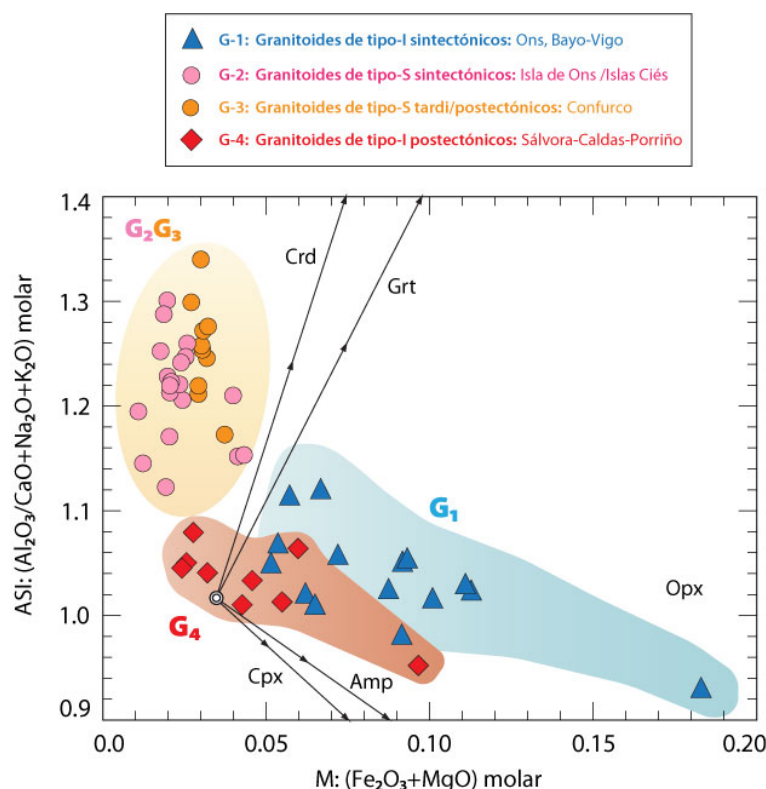
Mediante la ecuación de Watson y Harrison (1983) se han calculado los niveles de saturación de Zr (Zr. Sat) para cada muestra; en el diagrama adjunto (Fig. 2.6) se comparan con los contenidos de Zr medidos en ppm (Zr. Obs). Cuando el nivel de saturación de Zr calculado es mayor que el contenido medido de Zr significa que el magma no alcanzó la concentración de Zr necesaria para la cristalización de circón. Cuando esto ocurre, es de esperar que las muestras contengan escasa cantidad de circón y este provenga principalmente de cristales restíticos heredados que, por otra parte, habrán tenido además cierta tendencia a disolverse en el fundido. En el diagrama, las muestras con esta característica son, por un lado, aquellas de naturaleza más máfica (correspondientes a algunas tonalitas del grupo G1) y por otro, la mayoría del grupo G2 y algunos granitos G3, y en ambos casos se trata de leucogranitos de naturaleza migmatítica, quizás en desequilibrio con sus residuos anatéticos (Bea, 1996). El resto de las muestras, correspondientes a los granitoides de los grupos G1, parte de los G3 y la mayoría de los G4, contienen más Zr del necesario para formar circón. En estas situaciones se considera que el circón fue estable en el fundido.



**Fig. 2.6.** Concentración de circonio (Zr) observado en las muestras frente al calculado con la expresión de Watson y Harrison (1983) necesario para saturar el sistema (fundido) en circón (Zrn).

Algunos parámetros geoquímicos, basados en relaciones entre elementos mayores, pueden ser utilizados para realizar comparaciones con modelos teóricos de diferenciación, o con fundidos experimentales generados a partir de diferentes materiales corticales.

La proyección del índice de saturación en aluminio (ISA) frente al índice de maficidad (M) permite diferenciar relativamente bien dos de los cuatro grupos de granitoides (Fig. 2.7). Los granitoides G1 y G4 son algo distintos pero con tendencias evolutivas negativas similares: aumenta el ISA a medida que disminuye la maficidad. Por el contrario, los grupos G2 y G3 aparecen muy solapados, muestran una tendencia subvertical de incremento del ISA para valores bajos y poco variables de maficidad y sin una correlación clara entre los dos parámetros.

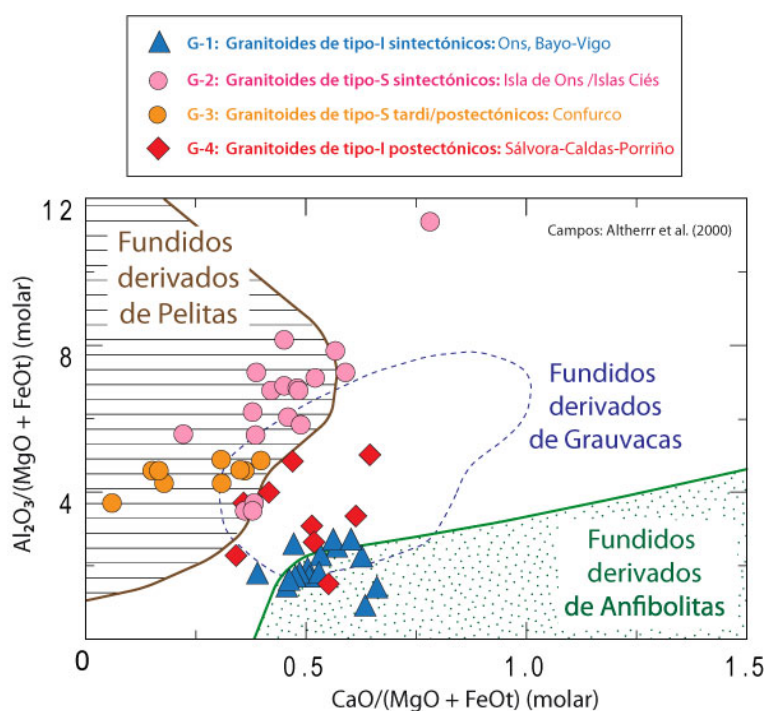


**Fig. 2.7.** Índice de saturación en aluminio frente al parámetro M (maficidad). Las líneas se calcularon mediante un modelo de mezcla entre una composición original situada en el campo de los granitoides G4 y diferentes minerales peritéticos: cordierita (Crd), granate (Grt), ortopiroxeno (Opx), anfíbol (Amp) y clinopiroxeno (Cpx).

En el diagrama también se han proyectado las líneas calculadas a partir de un modelo de entrampamiento de fases peritéticas (Stevens et al., 2007; Clemens et al., 2011) que es en esencia un modelo de mezcla (2-20%). Las fases utilizadas son las más comunes desarrolladas durante la fusión parcial incongruente a partir de diversos materiales: cordierita (Crd), granate (Grt), ortopiroxeno (Opx), anfíbol (Amp) y clinopiroxeno (Cpx). Las tendencias que definen estas líneas muestran que, el campo definido por los granitos G2-G3, se acomoda mejor al modelo de Crd-Grt, sugiriendo que el mayor o menor entrampamiento peritético de estas fases pudo haber controlado la composición de estos fundidos. Este tipo de fases peritéticas se asocian

a protolitos de composición predominantemente metasedimentaria o metaígneoperalumínica ( $\text{Bt} + \text{Sill} + \text{Qz} \rightarrow \text{Grt/Crd} + \text{Kfs} + \text{Fundido}$ ). En el caso de los granitoides G1 y G4, sus tendencias se correlacionan mejor con combinaciones de fases peritéticas como ortopiroxeno - anfíbol - clinopiroxeno. Fases que suelen estar más asociadas con la fusión incongruente de materiales de composición más máfica ( $\text{Bt} + \text{Amp} + \text{Qz} + \text{Pl} \rightleftharpoons \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Ilm} \pm \text{Grt} + \text{Fundido}$ ).

La comparación con fundidos experimentales se realiza mediante los parámetros y campos de Altherr et al. (2000) (Fig. 2.8). Las diferencias ya observadas son también patentes en este caso. Los granitoides G1 y G4 se proyectan en el campo de fundidos experimentales derivados de grauvacas pero también en el campo de los fundidos derivados de anfibolitas. Por el contrario, los granitos G2 y G3 se proyectan, casi en su totalidad, en el campo de fundidos experimentales derivados de pelitas, o en la zona límite entre los campos de pelitas y grauvacas. Los granitos G3 muestran valores menores de la relación  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeOt})$  en comparación con los G2.



**Fig. 2.8.** Comparación de la geoquímica de las muestras estudiadas y fundidos experimentales derivados de diferentes protolitos: pelitas, grauvacas y anfibolitas (Altherr et al., 2000).

En definitiva, la comparación geoquímica de los diferentes grupos de granitoides del Noroeste Peninsular (G1-G2-G3-G4) parece indicar tipologías "S" en el caso de los G2-G3, y predominantemente de tipo "I" en los casos de los G1 los G4. Algunos parámetros geoquímicos ( $\text{Sr/Y}$ ,  $\text{La/Yb}$ ,  $\text{Eu}^*$ ) apuntan a una fusión parcial en condiciones de corteza



más engrosada (mayor presión) para el caso de los granitoides G1 y G2, y en condiciones de corteza más adelgazada, en el caso de los G3 y G4 (Figs. 2.4 y 2.5). Y por otra parte, también parece que, al menos para los G1, los protolitos involucrados más favorables deberían tener un carácter más máfico y ortoderivado (Figs. 2.7 y 2.8).

### **3. INTERPRETACIÓN DEL MAGMATISMO GRANÍTICO VARISCO DE GALICIA**

Este magmatismo tiene composición mayoritariamente granítica-granodiorítica. Los términos intermedios son bastante escasos (tonalitas, cuarzo-dioritas, cuarzo-monzonitas, etc.) y los máficos son raros y volumétricamente muy minoritarios (gabros, dioritas) principalmente asociados a los granitoides G1 (los “precursores básicos” en algunas de las G1 y las vaugneritas en el caso particular de la de Baio-Vigo). Esto indica que los procesos de fusión parcial afectaron, fundamentalmente, a la corteza continental. El aporte de calor necesario para producir la fusión parcial pudo ser en parte cortical (Gerdes et al., 2000; Bea, 2004; Bea, 2012) y en parte mantélico (Bussy et al., 2000; Gutiérrez-Alonso et al., 2011).

En nuestro modelo de evolución magmática para el Noroeste peninsular (González-Menéndez et al., 2017) proponemos, en una primera fase (I), un aporte de calor radiogénico principalmente derivado de la colisión continental y el engrosamiento cortical asociado ( $\approx 350$  Ma, Rubio-Pascual et al., 2013; Bea et al., 2003; Bea, 2012). Una parte de este calor también pudo proceder del manto debido al comienzo de los procesos de delaminación. En una segunda fase (II), tiene lugar un aporte de calor mantélico ya más relacionado con procesos de delaminación de la corteza/litosfera engrosada (Gutiérrez-Alonso et al., 2011).

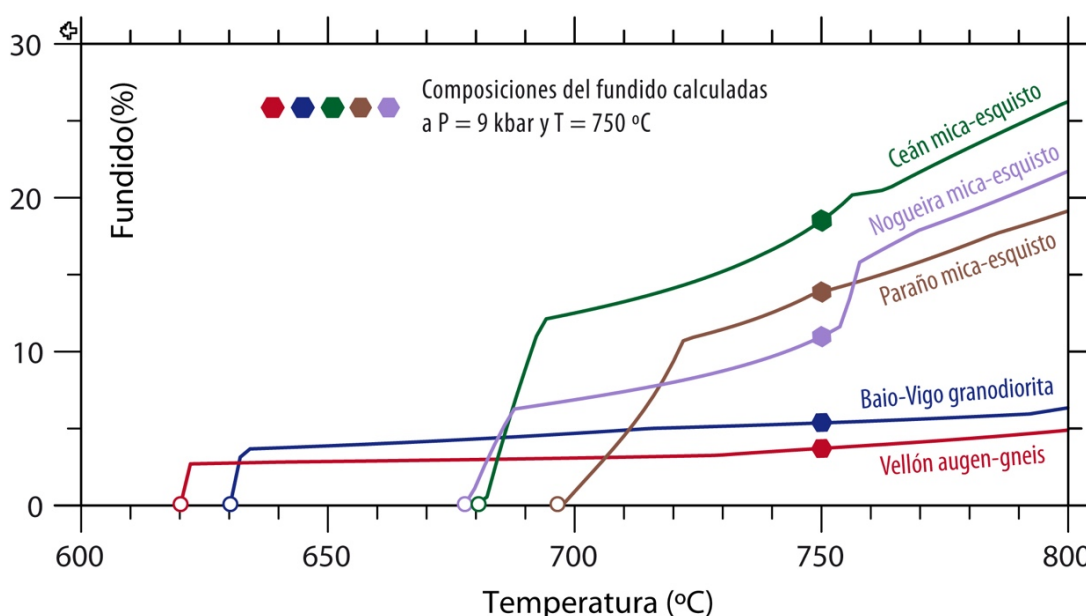
La extensión del orógeno y su descompresión asociada es un mecanismo que puede estar acoplado a los anteriores y aumentar las tasas de fusión. Para ello es necesaria una corteza con presencia previa de fundidos que faciliten y sobre todo aumenten el ritmo de la extensión. De esta manera la descompresión tenderá a ser isotérmica y en consecuencia aumentará la tasa de fusión.

Durante la primera fase (I) de fusión parcial, los materiales corticales implicados son necesariamente los más fértiles. En esta categoría pueden estar: 1) aquellos materiales cuyas relaciones Ab-Qz-Or se sitúen más próximas al mínimo eutéctico (ortogneises,

grauvacas félsicas, granitoides), y 2) aquellos con elevado contenido en H<sub>2</sub>O, estructuralmente incluido en minerales hidratados: moscovita, biotita, anfíbol (pelitas ± grauvacas, rocas máficas-intermedias alteradas, grauvacas derivadas de rocas máficas-intermedias).

Mediante modelización termodinámica con THERMOCALC [tc-345/ds62] (Powell et al. 1998; Holland y Powell, 2011) y Theriak-Domino [ds.55] (De Capitani y Petrakakis, 2010; Holland y Powell, 1998) se han calculado los porcentajes y composición de fundidos graníticos generados a partir de estos dos conjuntos de materiales o protolitos (Figs. 3.1 y 3.2). Los modelos simulan unas condiciones sin aportes externos de H<sub>2</sub>O.

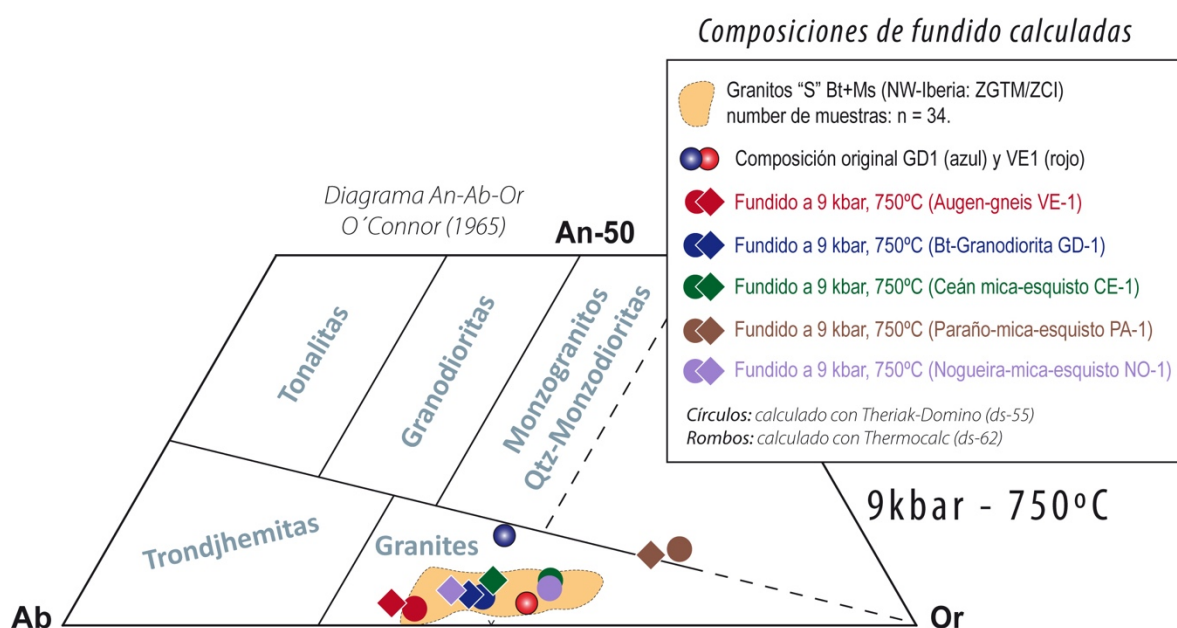
Los ortogneises, grauvacas félsicas y granitoides comienzan a producir fundido a temperaturas más bajas (600-680 °C a 9-10 kbar, por ejemplo) pero sus porcentajes de fundido no suelen superar el 5-8% debido a su escasa cantidad de minerales hidratados y, en consecuencia, a su limitada cantidad de H<sub>2</sub>O (Fig. 3.1). En ausencia de procesos de deformación activos, los porcentajes de fundido menores del 7%, umbral de conectividad de fundido (Rosenberg y Handy, 2005), probablemente no puedan abandonar el protolito.



**Fig. 3.1.** Porcentaje de fundido relativo generado a partir de diferentes materiales para una presión de 9 kbar. La modelización se ha realizado en el sistema composicional NCKFMASHTO, con THERMOCALC en su versión 3.45i y la base de datos termodinámica ds.62 (Holland y Powell, 2011). Las relaciones A-x han sido tomadas de White et al. (2014). Para temperaturas entre 630 y 680 °C las tasas de fusión parcial son bajas ( $\approx 1-8\%$ ) y están producidas por las litologías metaígneas (ortogneises y granodioritas). Para temperaturas por encima de 680 °C, la producción de fundido aumenta bastante ( $\approx 7-30\%$ ) y está dominada por los materiales metasedimentarios (esquistos y micaesquistos).

Por el contrario, otros materiales como metasedimentos pelíticos, pelítico ± grauváquicos, grauvacas derivadas de la alteración de rocas máficas-intermedias o incluso rocas máficas-intermedias muy alteradas, son protolitos que comienzan la fusión parcial a temperaturas ligeramente más elevadas (650-700 °C, a 9-10 kbar, por ejemplo), pero que pueden aportar cantidades de fundido bastante mayores (≈ 7-30% para temperaturas entre 700-800 °C) a consecuencia de su mayor contenido en H<sub>2</sub>O incluido en los minerales hidratados. Una corteza continental que contenga todos estos ingredientes y a la que se aporte el calor necesario, generará diversos tipos de fundido entre los que serán predominantes los derivados de los materiales más fértiles.

Las composiciones de los fundidos calculados son, en la mayoría de los casos, muy próximas a las observadas en los granitos de tipo S, como se representa en el diagrama Or-Ab-An (Fig. 3.2). Aquellos fundidos derivados de ortogneises y granodioritas son, lógicamente, los más semejantes ya que partimos, en estos casos, de composiciones inicialmente graníticas. No obstante, las composiciones calculadas a partir de metasedimentos son, en su mayoría, también muy próximas a los granitos de tipo S.



**Fig. 3.2.** Composiciones de fundido derivados de los diferentes protolitos de la figura anterior (Fig. 3.1) y en condiciones de 9 kbar y 750 °C. El cálculo se realizó utilizando dos bases de datos termodinámicas diferentes (ds.55 y ds.62). Los resultados son bastante coincidentes en ambos casos. La proyección de los datos en el diagrama de O'Connor (1965) muestra la similitud, en la mayoría de los casos, con las composiciones de los granitos de tipo-S del noroeste de la península Ibérica.

La geoquímica del grupo de granitoides G1, que representan el primer evento magmático varisco en el NO peninsular, apunta hacia protolitos mixtos para las granodioritas-monzogranitos, con componentes a) máfico-intermedios alterados y b) grauváquicos, que explicarían algunas singularidades geoquímicas de estas rocas (ISA, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Sr<sub>i</sub>, etc.) y su tipología I (y en algunos casos tipología mixta entre I-S (G1 más orientales). En determinadas condiciones de alteración química o metasomatismo (Sawyer, 1991, 2008), estos protolitos (ortoderivados y grauváquicos) pudieron constituir una fuente tan fértil como los metasedimentos pelítico ± grauváquicos. Esto explicaría la posible sucesión temporal de los dos primeros grupos graníticos G1→G2 y su contrastada naturaleza.

En cualquier caso, el evento magmático de mayor magnitud corresponde a los G2 o granitos sintectónicos de dos micas. En extensión de afloramiento, constituyen más del 50% de las rocas ígneas aflorantes del NO de Galicia. Su composición es típica de granitos "S" y sus protolitos más probables son, principalmente, metasedimentos pelítico ± grauváquicos. Este tipo de materiales son los que mayor cantidad de fundido pueden aportar debido a su elevada cantidad de minerales hidratados, moscovita y biotita, que pueden llegar a superar el 50% de la roca. Otros posibles materiales fuente de tipo ígneo-félsico (ortogneises, granitos/granodioritas), pueden comenzar su fusión a temperaturas más bajas, pero su aportación de fundido es bastante menor (Fig. 3.1). En condiciones favorables de tectónica y deformación activas, este bajo porcentaje de fundido ( $\leq 7\%$ ) puede ser en parte extraído y añadido a otros fundidos, de mayor volumen, procedentes de protolitos metapelíticos ± grauváquicos adyacentes.

Los eventos G1-G2 culminan aproximadamente hace unos  $\approx 310$  Ma. La corteza media-inferior Varisca ha sido drenada de los componentes más fértiles para generar todo este volumen de granitos, en especial los G2. Esta corteza media-inferior adquirió así un carácter residual. Los materiales metasedimentarios fértiles son ahora realmente escasos. Los más abundantes forman metasedimentos y metagrauvas de composición granulítica (residual). También las rocas máficas-intermedias, que por estar menos alteradas fueron menos fértiles, constituyen ahora posibles protolitos.

El calor radiogénico relacionado con el engrosamiento cortical ( $\approx 350$  Ma) ya ha sido posiblemente consumido en los eventos magmáticos G1 y G2 ( $\approx 330$ -310 Ma). La fuente de calor más probable para la producción de nuevos fundidos debería estar más relacionada con procesos de delaminación cortical y aporte de calor del manto.

En el NO peninsular, en Galicia en particular, el siguiente evento magmático tiene lugar entre los  $\approx 300$ -290 Ma y está constituido por los granitoides G3 y G4. El aumento de calor en la corteza, responsable de este nuevo magmatismo, volverá a afectar primeramente a los protolitos más fértiles: los posibles escasos restos de metasedimentos donde no se han extraído fundidos previos, o cuya extracción fue escasa. Estos materiales generarán fundidos de naturaleza granítica y tipología S aunque su producción será bastante limitada. Precisamente el magmatismo de tipo G3 es el más escaso en volumen ( $\approx 5$ -6%). Si el calor aportado a la corteza persiste y ya no se usa en el proceso de fusión, la temperatura comenzará a subir hasta alcanzar el punto de fusión de materiales menos fértiles: residuos granulíticos previos y rocas de composición máfica-intermedia. Estos materiales se fundirán parcialmente para producir un magmatismo granítico de tipología I (con algunas características de tipologías A) que corresponde con el grupo denominado G4.

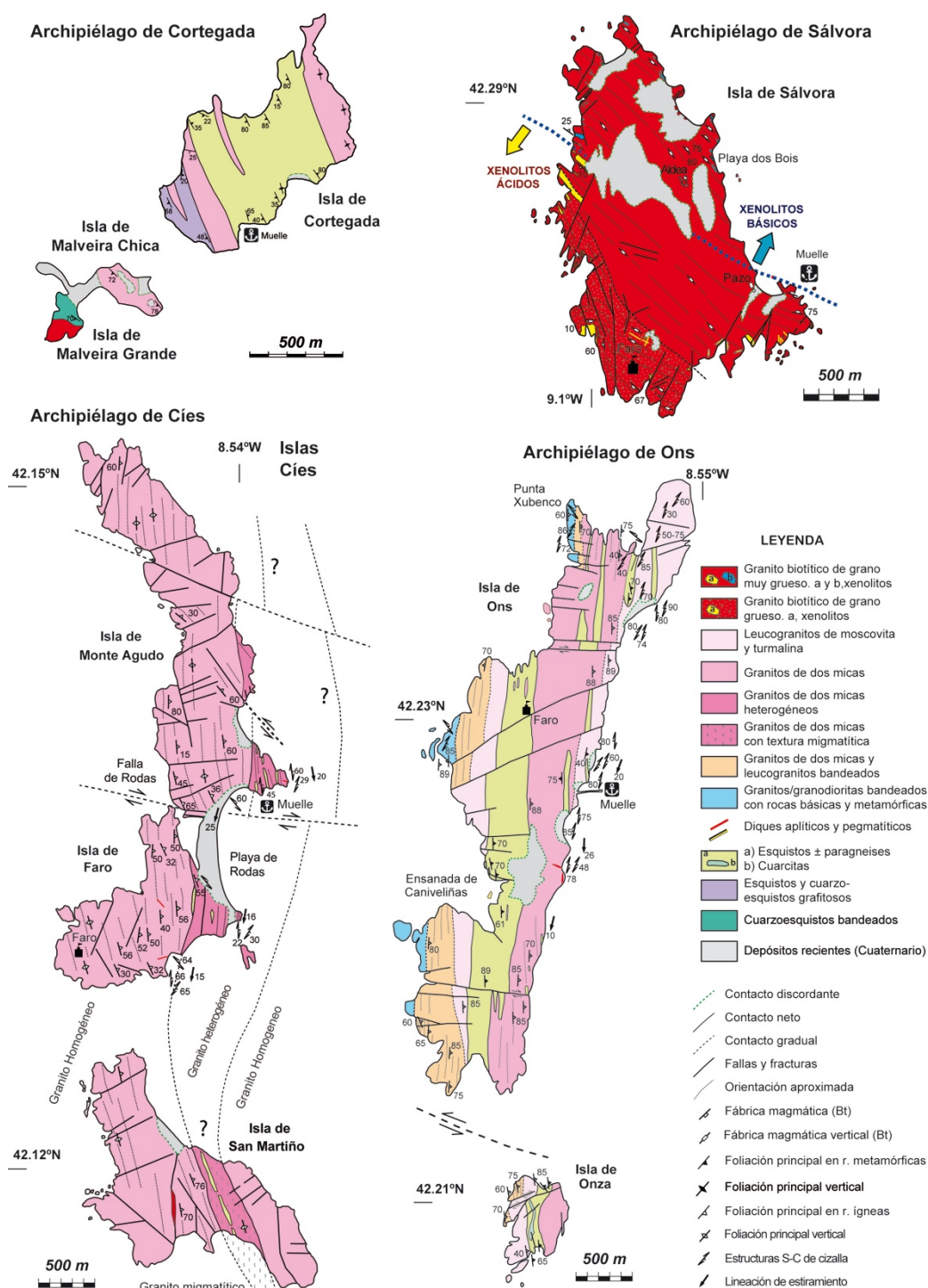
La extracción previa de un gran volumen de fundidos procedentes de los materiales más fértiles (metasedimentarios principalmente) provoca que en algunos orógenos, los últimos fundidos extraídos de la corteza sean de tipología I, o incluso A, procedentes de materiales menos fértiles que se asocian a composiciones más máficas (Miao et al., 2015; Turnbull et al., 2016; González-Menéndez et al., 2017). En conjunto, este modelo consiste en una extracción sucesiva de fundidos en la cual cada pulso, o grupo de pulsos, condiciona la composición de los siguientes. Cada evento magmático influye en la composición que tendrán los futuros eventos al modificar los primeros la composición de la corteza. Un modelo de inyección aleatoria de fundidos mantélicos de alta temperatura (sills), en una corteza de composición mayoritariamente metapelítica  $\pm$  metagrauváquica, también explicaría una gran producción inicial de magmas graníticos de tipo-S, seguida por intrusivos más tardíos de tipo I (Annen et al., 2008). Aunque en este caso existiría una continuidad temporal y los granitos de tipo-I serían derivados de la cristalización secuencial de magmas mantélicos (fundidos residuales básicos). Sin embargo, estas características no se observan en los granitos de tipo I posttectónicos del noroeste peninsular donde existe un considerable "gap" temporal entre la principal producción de granitos S sintectónicos y los de tipo I posttectónicos. Además, su relación espacial o temporal con magmas básicos es bastante escasa (Cuesta, 1991; González-Menéndez et al., 2017).



## 4. LOS GRANITOS VARISCOS DE LA ISLA DE ONS

### Introducción a la geología del Parque Nacional de las Islas Atlánticas de Galicia

Las islas de este Parque Nacional son los archipiélagos de Cíes, Ons, Sálvora y la isla de Cortegada (Fig. 4.1).



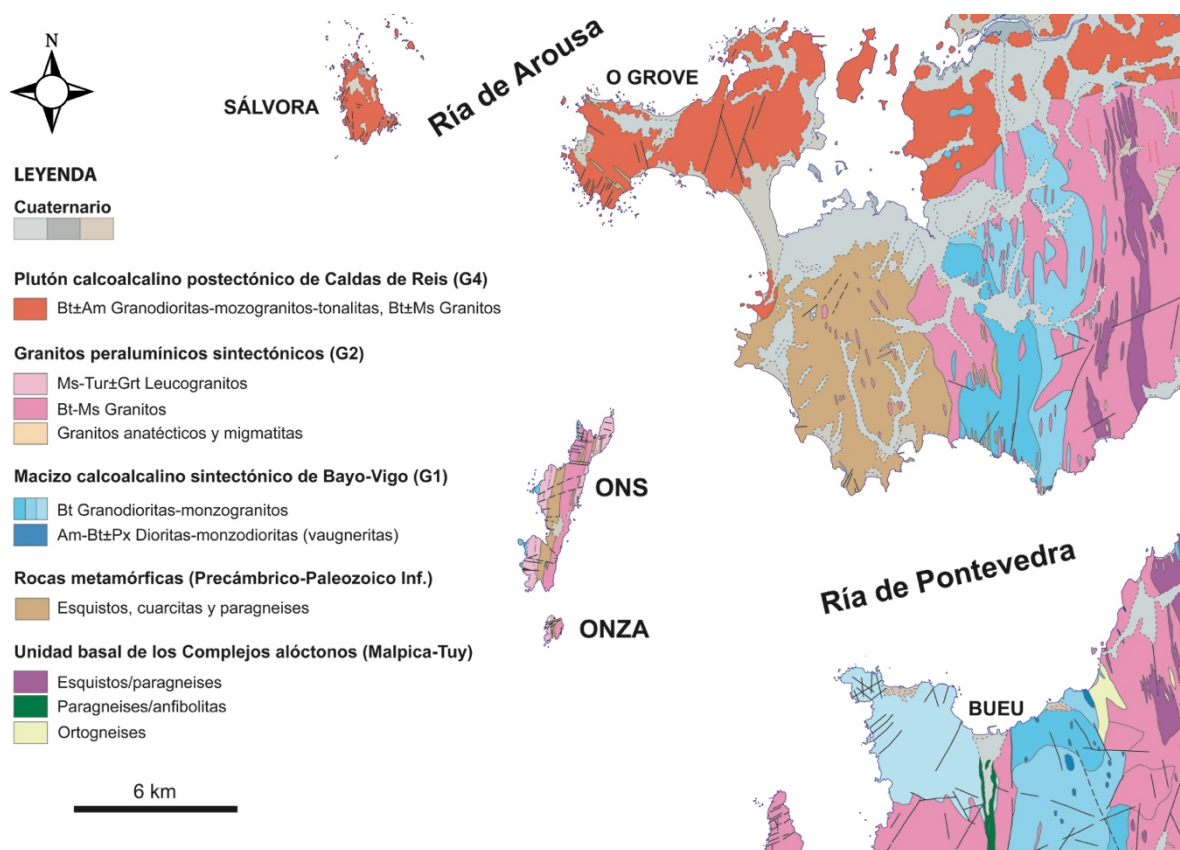
**Fig. 4.1.** Mapas geológicos de las Islas Atlánticas del Parque Nacional (González-Menéndez et al., 2012).

Todas las islas presentan una geología diferente pero similar a la que se observa en distintas zonas de la costa (Fig. 4.1). Las islas Cies son graníticas casi en la totalidad de afloramientos. Están compuestas por granitos de dos micas sincinemáticos (G2) que muestran variaciones en la intensidad de la deformación, aumentando ligeramente desde las zonas occidentales a las orientales. También aparece una franja de granitos de dos micas que muestran texturas de anatexia en algunas zonas e incluyen fragmentos de metasedimentos y anfibolitas. La isla de Ons muestra una geología más variada con más metasedimentos y mayor variedad de rocas graníticas G2 y posibles G1 (granitos, granodioritas, tonalitas). Sálvora está formada íntegramente por la facies externa leucócrata del plutón postectónico (G4) de Caldas de Reis. En su interior abundan fragmentos (xenolitos) formados por ortogneises graníticos, granodioríticos, tonalíticos y otros de carácter máfico. También incluye fragmentos de pegmatitas/aplitas, restos de metasedimentos migmatizados. Cortegada se sitúa muy próxima a la costa, en la Ría de Arousa. Su geología es la continuación en rumbo de las litologías y estructuras situadas al norte de la isla: esquistos, paragneises y esquistos con lilitas. Los granitos que afloran son de dos micas y sincinemáticos (G2).

### **Geología y Petrología de las Islas de Ons y Onza**

Las islas de Ons y Onza (Fig. 4.2) están formadas por rocas ígneas y metamórficas afectadas por la deformación Varisca. Presentan una foliación principal de rumbo N-S y buzamientos fuertes hacia el este. Las rocas metamórficas son esquistos/metapelitas, metagrauvacas, paragneises y algunas capas de cuarcitas. Sus asociaciones minerales son variadas, presentando habitualmente:  $Qtz + Bt + Ms \pm Tur \pm And \pm Sill \pm Grt$ . Las asociaciones de  $And \pm Grt$  predominan en los sectores central y oriental de la isla mientras que la sillimanita (fibrolita retrogradada) predomina en los afloramientos más occidentales (niveles dentro del complejo de granitos y granodioritas bandeadas).

Las rocas graníticas de la Isla de Ons corresponden a los grupos G1 y G2, con predominio de los G2: granitos y leucogranitos de dos micas, de tipología S y sintectónicos. Los afloramientos que se pueden atribuir al grupo G1 consisten en algunas bandas de tonalitas, granodioritas y granitos biotíticos que se alternan con las de los granitos de dos micas (G2).

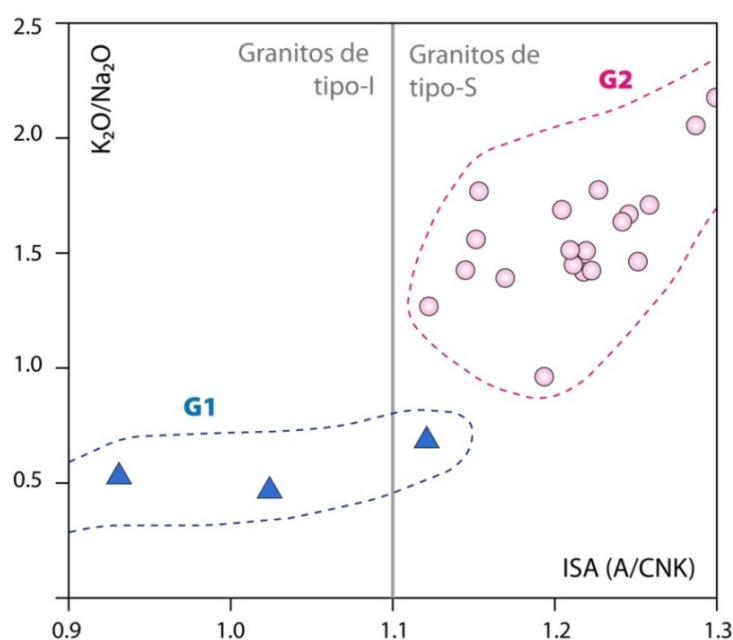


**Fig. 4.2.** Mapa geológico de las rías de Arousa y Pontevedra con la situación de las Islas de Ons y Onza (González Menéndez et al., 2012 y cartografía GEODE : IGME:www.igme.es. Link: <http://cuarzo.igme.es/sigeco/default.htm>).

Es difícil establecer, mediante las relaciones de campo, un orden de intrusión y de edad relativa entre estos dos grupos. Los granitos de tipo-S (G2) parecen contemporáneos a los G1 según algunas relaciones de campo, aunque en otras situaciones parecen algo más tardíos debido a que aplitas y pegmatitas (G2) cortan al resto de las rocas. Una datación U-Pb (SHRIMP) en la costa de Oya sobre el grupo de granitos G2 denominados Ons-La Guardia, continuación hacia el sur de los granitos G2 de las islas, ha proporcionado una edad de  $320 \pm 2$  Ma (Montero y Bea, comunicación personal). Intercalados entre estas bandas de rocas graníticas, aparecen metasedimentos de naturaleza pelítica (o pelítica-grauváquica) afectados por un metamorfismo regional sobre el que se superpone el efecto térmico de los granitos adyacentes. Su correlación con la secuencia de rocas del Complejo Cabo D'Home-La Lanzada, situado en la costa (Ría de Pontevedra), indicaría una edad Paleozoico inferior indeterminada.

La petrología y geoquímica de estas rocas graníticas ha sido ya descrita en apartados previos sobre las rocas del basamento granítico (apartados 1.1, 1.2 y 2). La singularidad de las rocas graníticas de las Islas Atlánticas y de Ons en particular, deriva

de la presencia de los granitoides asignados al grupo G1 ("granodioritas precoces"): que aquí son algo más máficos, con menor ISA y con relaciones  $K_2O/Na_2O$  algo más bajas (Fig. 4.3) en comparación con sus posibles equivalentes en la costa (Baio-Vigo). Finalmente, características propias de granitos de tipo I. Los granitos del grupo G2 (granitos de dos micas) son, por el contrario, bastante similares a otros granitos de este grupo en zonas costeras (La Guardia-Oya). Se trata de rocas félsicas, peralumínicas, con ratios de  $K_2O/Na_2O$  elevados y elevadas concentraciones de  $P_2O_5$ ; todas ellas, características de granitos de tipología S.



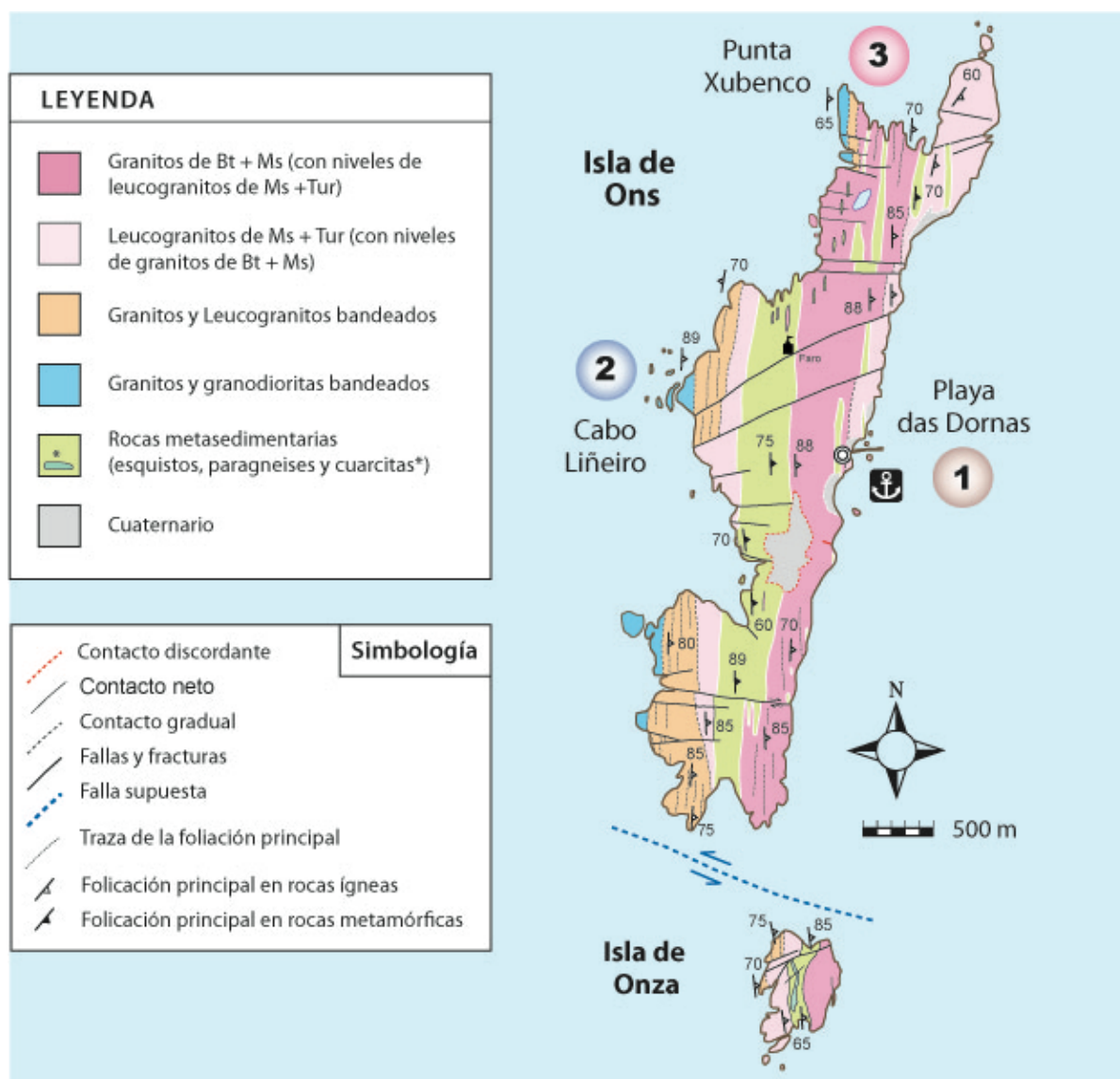
**Fig. 4.3.** Índice de saturación en aluminio (ISA) frente a la relación  $K_2O/Na_2O$  para los granitoides de las Islas Atlánticas de Galicia. Los triángulos azules corresponden a una tonalita, (Cabo Liñeiro, Ons), una granodiorita (xenolito en la Isla de Sálvora) y un granito biotítico (Punta Xubenco, Ons). Los círculos son granitos de dos micas de las islas de Ons y Cíes.

Las relaciones de campo de los granitoides G1 y G2 así como sus características mineralógico-texturales se irán describiendo en cada parada del recorrido de campo.

### Los Granitos variscos sin-tectónicos (G1/G2) de la Isla de Ons

Las rocas ígneas de las zonas centro-orientales de la isla son granitos y leucogranitos de Ms+Tur y granitos de Bt+Ms ("dos micas"). Ambos tipos de granitos forman niveles que se alternan aunque los leucogranitos de Ms+Tur predominan hacia el este, mientras que los granitos de dos micas son algo más abundantes en las zonas centrales de la isla (Fig. 4.4).



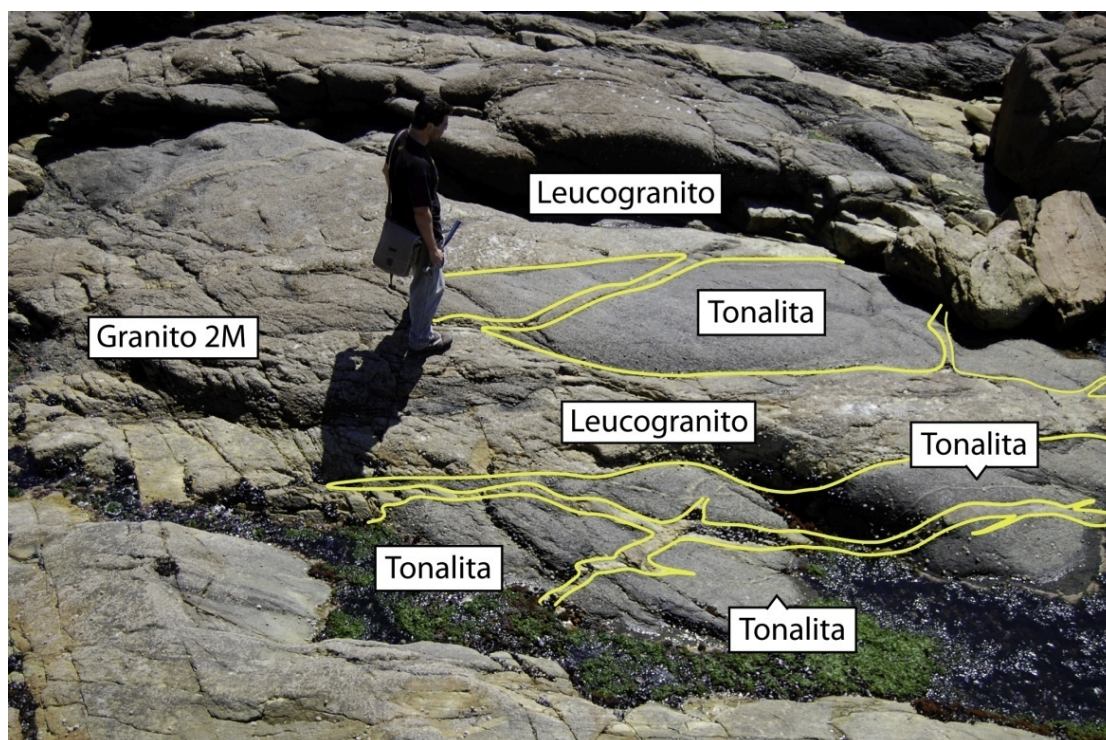


**Fig. 4.4.** Mapa geológico de las islas de Ons y Onza (González-Menéndez et al., 2012) con la situación de las paradas realizadas en el recorrido de campo.

En las zonas occidentales de la isla aparecen de nuevo niveles de granitos de Ms+Tur intercalados con los de dos micas dando lugar a un conjunto de granitos y leucogranitos bandeados. También hacia el occidente, aflora una unidad de granitos y granodioritas bandeadas que incluye gran diversidad de rocas graníticas intercaladas unas en otras: granitos y leucogranitos de diversa mineralogía, aplitas, pegmatitas, granodioritas, tonalitas y restos de metasedimentos.

Toda esta variedad de rocas graníticas puede distribuirse dentro de los cuatro grupos anteriormente definidos para el magmatismo del noroeste ibérico. Los términos más máficos podrían ser parte del grupo G1, si bien, en Ons, las características que indican su afinidad de tipo I son mas marcadas que en las rocas equivalentes de la costa. El resto de unidades graníticas corresponden al grupo G2, que probablemente sucede al

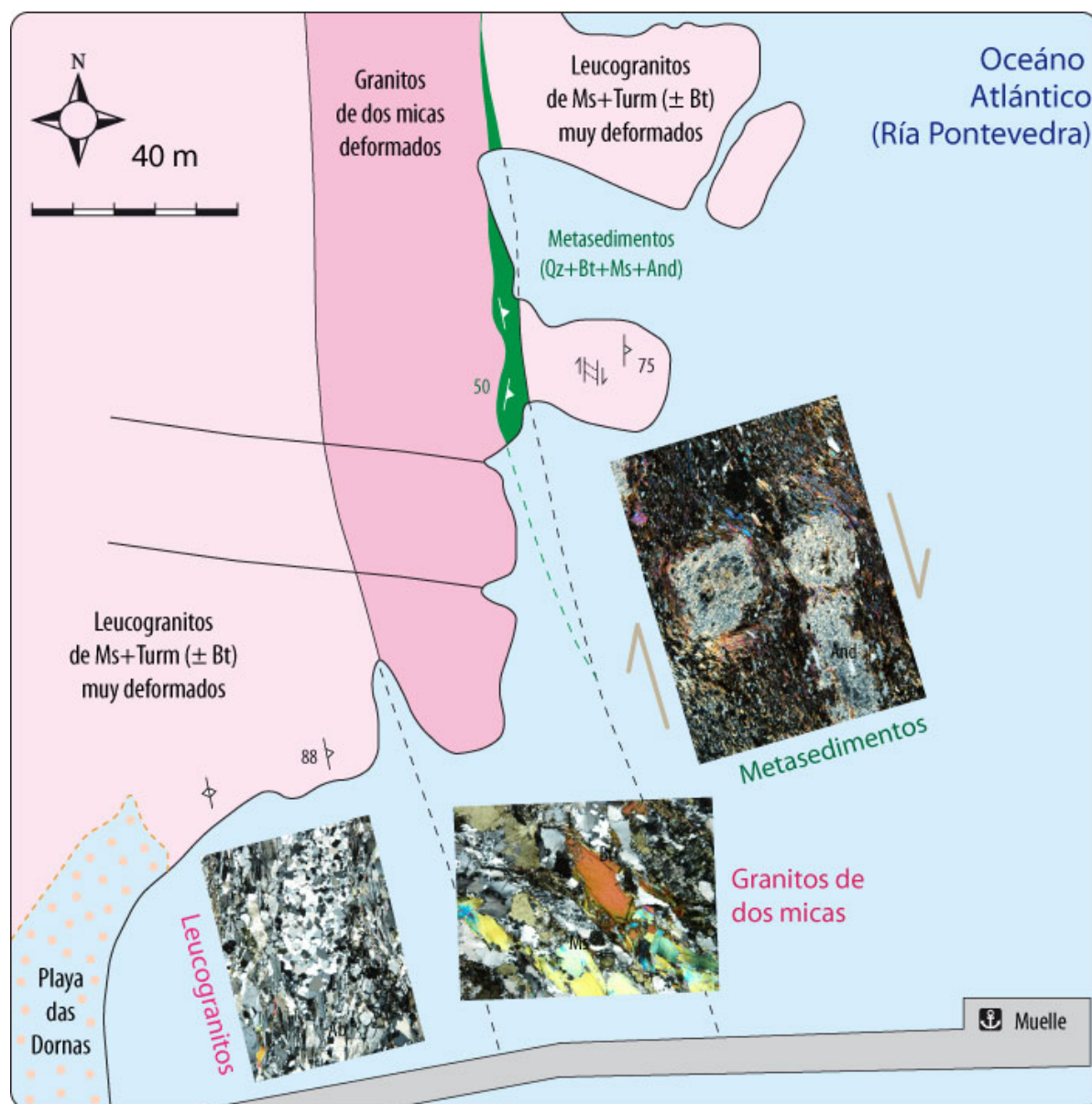
anterior. El magmatismo G2 está constituido por granitos de dos micas ( $\pm$  Tur  $\pm$  Grt  $\pm$  Sill) y tipología S. Estas rocas presentan también cierta variedad de aplitas y pegmatitas asociadas. Algunas relaciones de campo parecen indicar que ambos episodios magmáticos G1 y G2 podrían ser contemporáneos: relaciones de mezcla e interacción entre las capas que forman cada grupo mientras que otras relaciones intrusivas indicarían una intrusión posterior de los G2 (Fig. 4.5).



**Fig. 4.5.** Relaciones de campo entre granitos de dos micas G2 (Granito 2M) y tonalitas (Cabo Liñeiro, Isla de Ons): los granito de dos micas intruyen en las tonalitas aunque la curvatura de los contactos indica estado reológico similar.

## Parada 1. Playa Das Dornas: Granitos, Leucogranitos y Metasedimentos

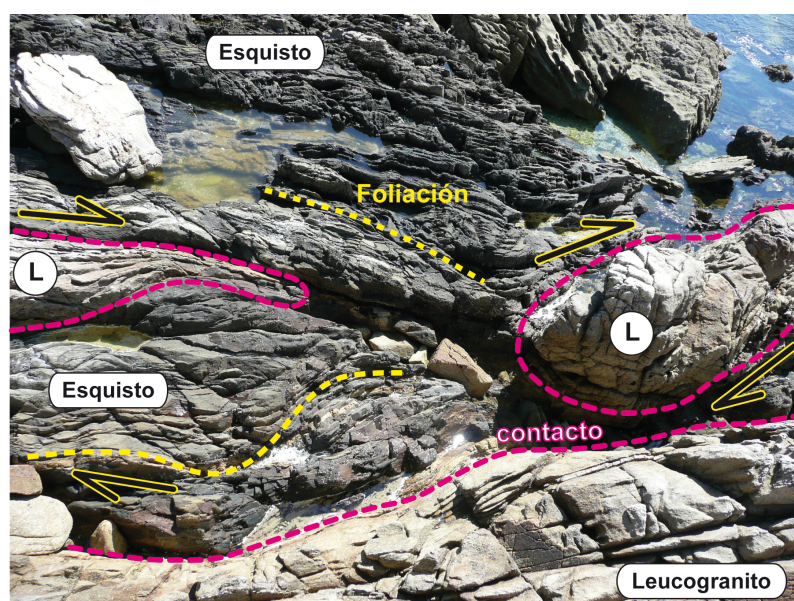
En el pueblo de la Isla de Ons, al norte del embarcadero y al lado de la Playa das Dornas, afloran granitos de dos micas ( $\pm$ Tur) y leucogranitos de Ms+Tur ( $\pm$ Bt) especialmente afectados por la deformación varisca. Entre estos granitos aparecen fragmentos de metasedimentos dispuestos en paralelo a ellos. Su esquistosidad es también paralela a la foliación de las rocas graníticas adyacentes.



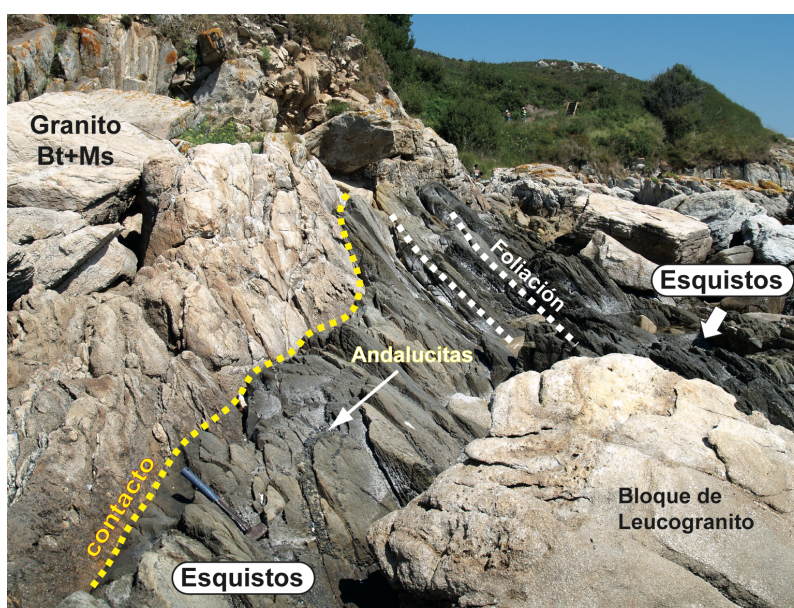
**Fig. 4.6.** Mapa geológico de la zona de la Playa das Dornas mostrando la disposición de los diferentes cuerpos graníticos y los fragmentos de metasedimentos. Las fotomicrografías muestran la mineralogía más característica de estas rocas: moscovita-turmalina y albita (Ms+Tur+Ab) en los leucogranitos, biotita y moscovita (Bt+Ms) en los granitos y andalucita (And) en los metasedimentos.



Los leucogranitos de moscovita y turmalina muestran una intensa deformación por cizalla que generó estructuras S-C y zonas miloníticas donde el cuarzo llega a formas cintas alargadas. Los cuerpos graníticos parecen haber intruido como láminas y se encuentran estirados por la deformación (Fig. 4.7). Los granitos de dos micas (Bt+Ms) presentan menor intensidad de deformación. El contacto con los metasedimentos es neto e intrusivo (Fig. 4.8). Estos metasedimentos consisten en niveles pelíticos, de color oscuro y otros más arenosos de colores más claros. Se trata de cuarzo-esquistos y mica esquistos formados por  $Ms+Bt\pm Qz$  junto con blastos y porfidoblastos de andalucita actualmente alterados a una asociación de sericita + clorita.



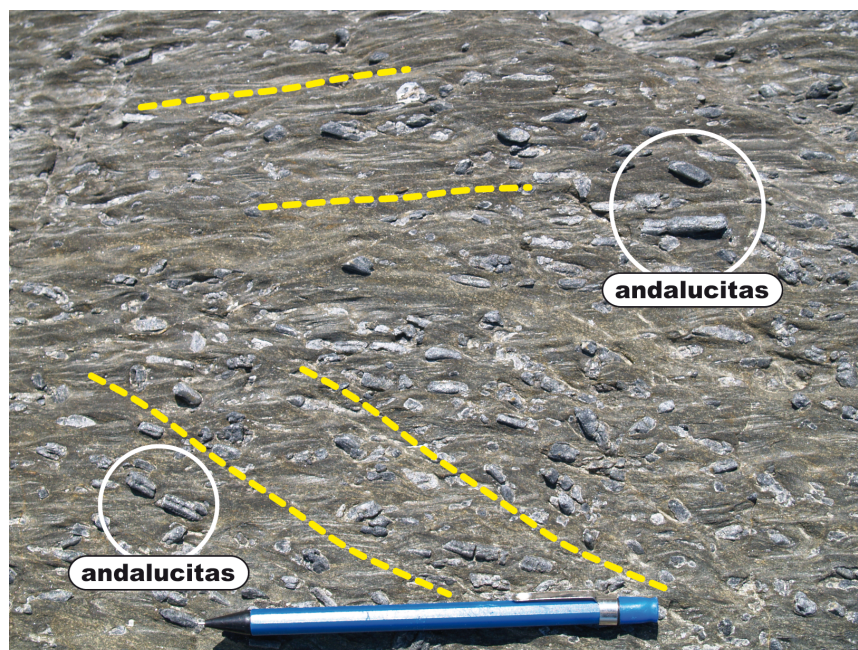
**Fig. 4.7.** Cuerpos de leucogranito (L) estirados por la deformación por cizalla. Este estiramiento forma cuerpos en forma de "almendra" o boudin.



**Fig. 4.8.** Granitos de dos micas y leucogranitos de  $Ms+Tur$  que intruyen como láminas dejando entre ellos fragmentos de metasedimentos. Su efecto térmico provocó un desarrollo y crecimiento notable de las andalucitas.



Las andalucitas pueden estar orientadas en una relación pre y sin-cinemática con la foliación o no mostrar ningún tipo de orientación respecto de esta (Figs. 4.9 y 4.10). Por lo tanto se pueden establecer diferentes episodios de crecimiento de este mineral: crecimiento previo de “andalucita” debido al metamorfismo progrado, contemporáneo al metamorfismo regional/térmico y finalmente otro algo más tardío y relacionado con el efecto térmico inducido por la intrusión de los leucogranitos.



**Fig. 4.9.** Andalucitas desarrolladas en los esquistos adyacentes a los leucogranitos intrusivos. En este caso las andalucitas crecen según dos direcciones principales y están en relación con la deformación y el metamorfismo regional.

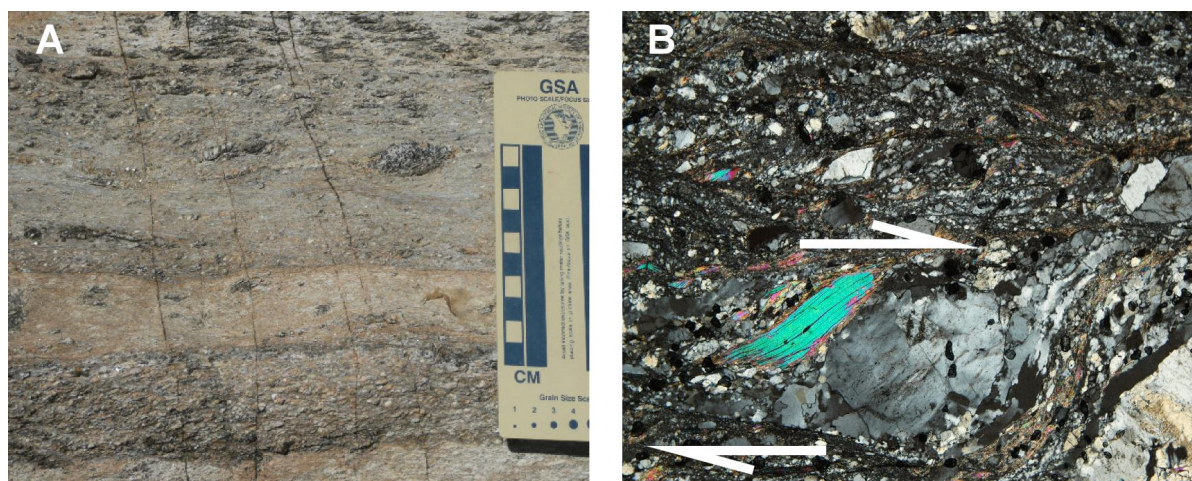


**Fig. 4.10.** Gran desarrollo local de andalucita en los esquistos de contacto. La escasa orientación que muestran indica que su crecimiento fue posterior a la deformación de la roca y por efecto térmico de los leucogranitos intrusivos.



Aunque no se ha identificado sillimanita en estas litologías, el emplazamiento de los granitos se estima a presiones entorno a 4-5 kbar donde la andalucita no sería el polimorfo  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  estable. Su efecto térmico a esas presiones sería compatible con el desarrollo de sillimanita que posteriormente sería reemplazada totalmente por andalucita al reducirse la presión.

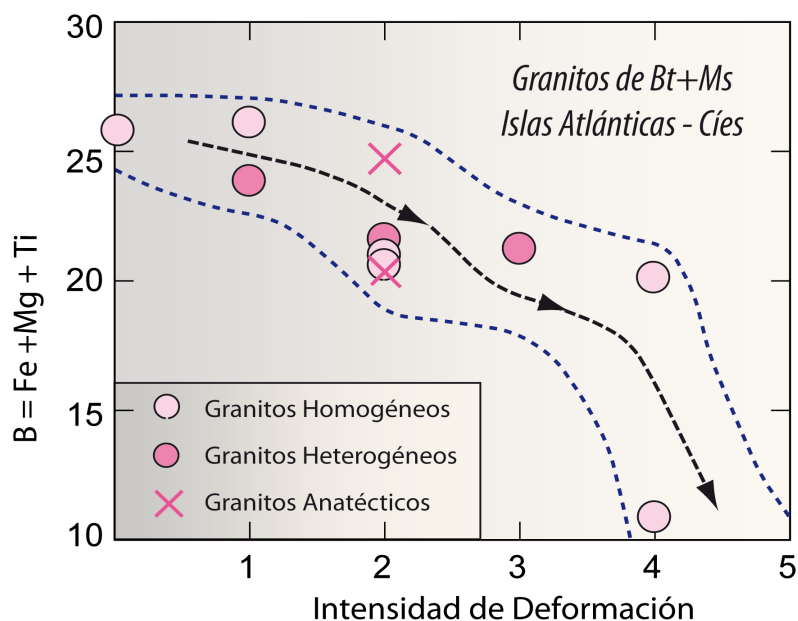
En zonas situadas algo más al sur de la Playa das Dornas, afloran buenos ejemplos de granitos de dos micas ( $\text{Ms} \gg \text{Bt}$ ) y leucogranitos de moscovita + turmalina, también muy afectados por la deformación y milonitizados en algunas zonas. La reducción del tamaño de grano que sufren las rocas en las bandas miloníticas genera niveles de grano muy fino en los que no se distinguen minerales. Se conservan, no obstante, restos de texturas de leucogranito con estructuras S-C (Fig. 4.11).



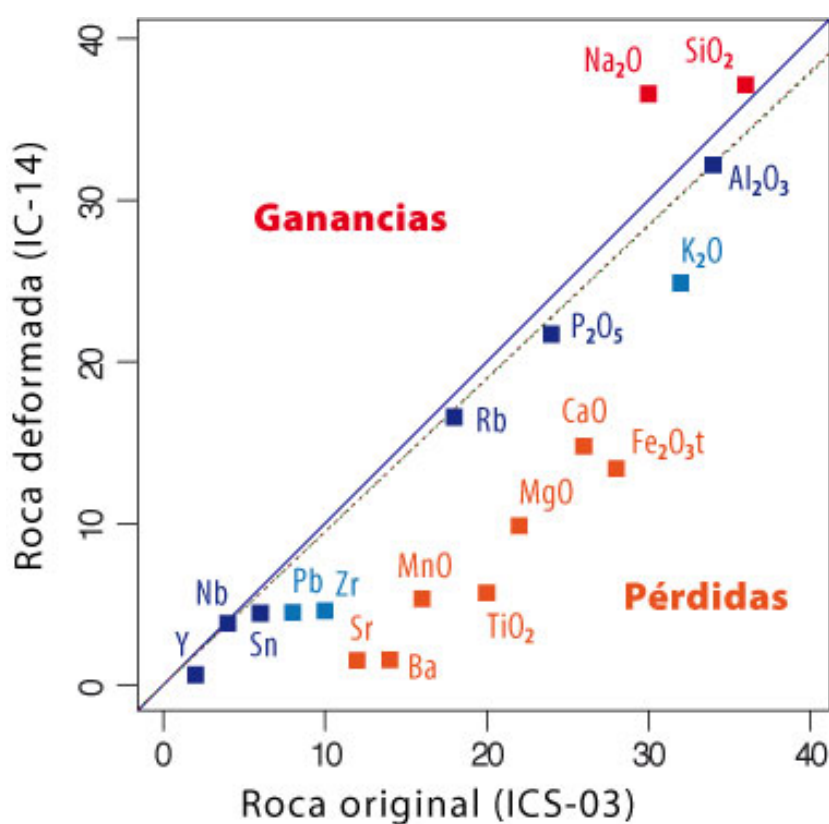
**Fig. 4.11.** A) Leucogranitos milonitizados que preservan algunos porfidoclastos y estructuras S-C. El afloramiento se sitúa al sur de la Playa de las Dornas, en la zona de Dos Cans. B) Fotomicrografía de este leucogranito milonítico.

En rocas equivalentes de la Isla de Cíes, un estudio sobre la variación geoquímica con la intensidad de deformación indica una disminución de Fe, Ti, Mg, Al, K y V, elementos propios de la biotita (González-Menéndez et al., 2012). Adicionalmente, también se detectan pérdidas en Sr y Ba así como ganancias en  $\text{Na}_2\text{O}$  (Figs. 4.12 y 4.13). En coherencia con estos datos, la biotita es especialmente escasa en estas rocas tan deformadas. El proceso de deformación pudo desestabilizar esta fase dando lugar a un lixiviado de sus componentes. También se ha observado un incremento de albita respecto al feldespato potásico que explicaría las tendencias en Sr, Ba y Na. En el caso de las Islas Cíes, los granitos con mayor intensidad de deformación se sitúan hacia la

costa oriental de la isla. Algo parecido parece ocurrir en Ons donde encontramos granitos más milonitizados en los afloramientos de la costa oriental.



**Fig. 4.12.** Intensidad de deformación frente al parámetro B que mide la maficidad de las rocas. La estimación de la intensidad de la deformación se aproxima según la densidad de la foliación y el grado de paralelismo de los planos S-C. Generalmente, la deformación aumenta desde las zonas occidentales a las orientales de las islas Cíes.



**Fig. 4.13.** Diagrama de isoconas o líneas de estabilidad de elementos entre una roca original y otra alterada o transformada por un proceso geológico. En este caso se compara un granito intensamente deformado respecto a otro con menor grado de deformación (Islas Cíes). Si ambas rocas eran originalmente iguales, los elementos por debajo de la isocona han sido movilizadas de la roca deformada con respecto a la no deformada.

## Parada 2. Cabo Liñeiro: Complejo de Granitos-Granodioritas Bandeados

Desde el pueblo de Ons se debe caminar hacia el oeste, pasando por la zona central de la isla (camping) para alcanzar Cabo Liñeiro en unos 1.7 km. Una pequeña senda nos lleva hacia la costa por el acantilado. El afloramiento se encuentra en una playa de rocas, bloques y cantos donde hay que tener precaución al caminar sobre este sustrato a veces resbaladizo.

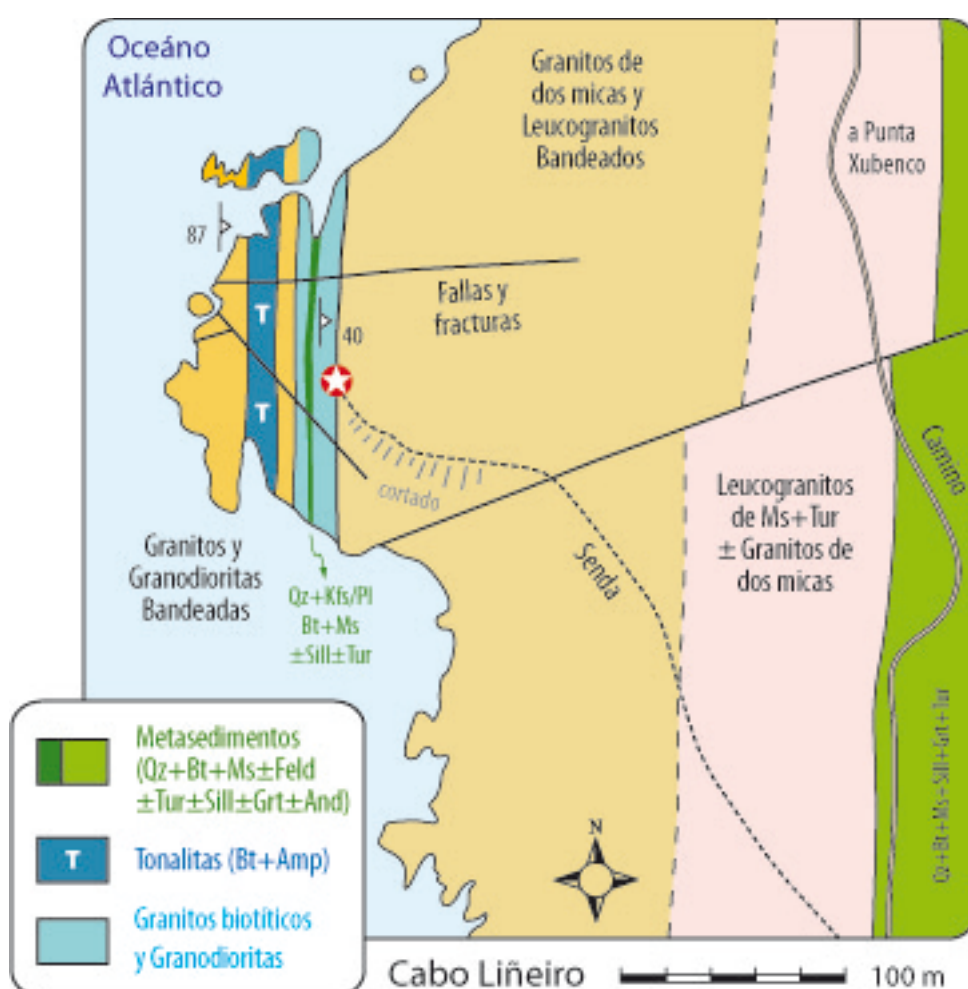
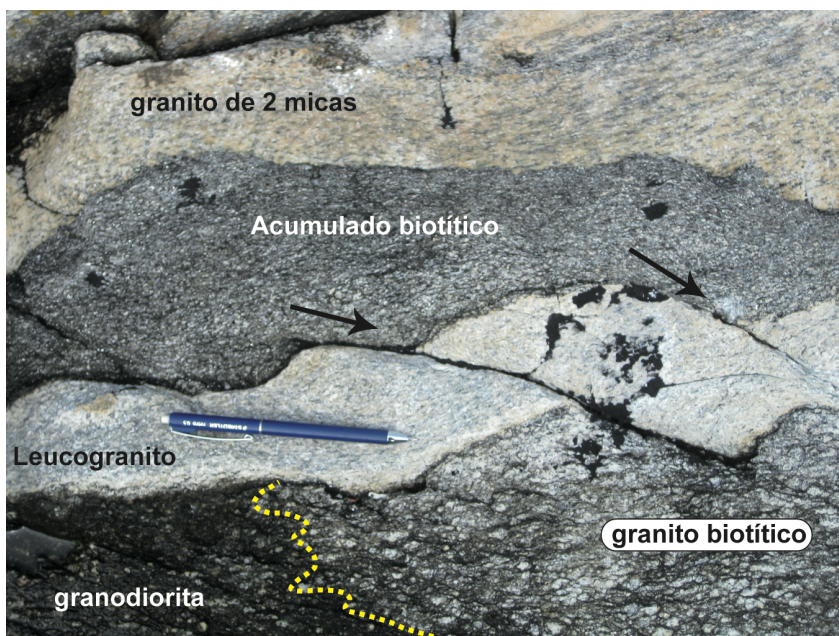


Fig. 4.14. Mapa geológico simplificado de la zona de Cabo Liñeiro (Isla de Ons, zona oeste).

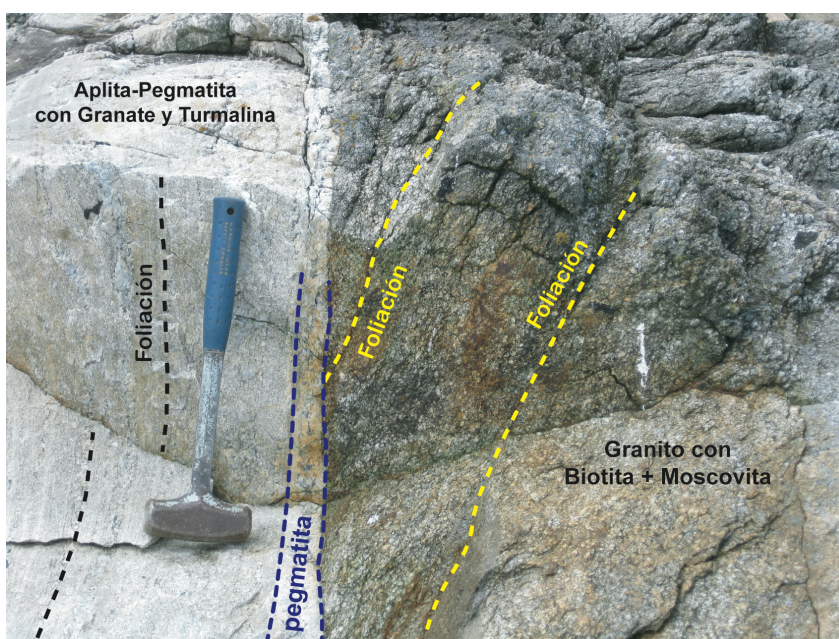
Las rocas que afloran en Cabo Liñeiro pertenecen al complejo bandeado de granitos y granodioritas que también aparece al norte en Punta Xubenco (Fig. 4.14). El afloramiento consiste en un bandeo de rocas ígneas graníticas compuesto por: granodioritas/granitos biotíticos, granitos de dos micas, leucogranitos con  $\pm$  Grt  $\pm$  Tur  $\pm$  Ms así como aplitas-pegmatitas intercaladas y/o intrusivas (Figs. 4.15 y 4.16). También aparecen algunas capas de metasedimentos comparables a los de Punta



Xubenco aunque de composición algo más rica en plagioclasa y sin o con escasos polimorfos de aluminio ( $\approx \text{Qtz} + \text{Feld} + \text{Bt} \pm \text{Ms} \pm \text{Tur} \pm \text{And} \pm \text{Sill}$ ) (Fig. 4.17).



**Fig. 4.15.** Granitos de dos micas (Bt+Ms), granitos biotíticos, granodioritas y leucogranitos (Ms±Tur±Grt). Las Granodioritas y los granitos biotíticos muestran contactos graduales. Los granitos de dos micas intruyen en algunos sitios a los granitos biotíticos. Las flechas indican fallas que afectaron a los niveles de leucogranitos.



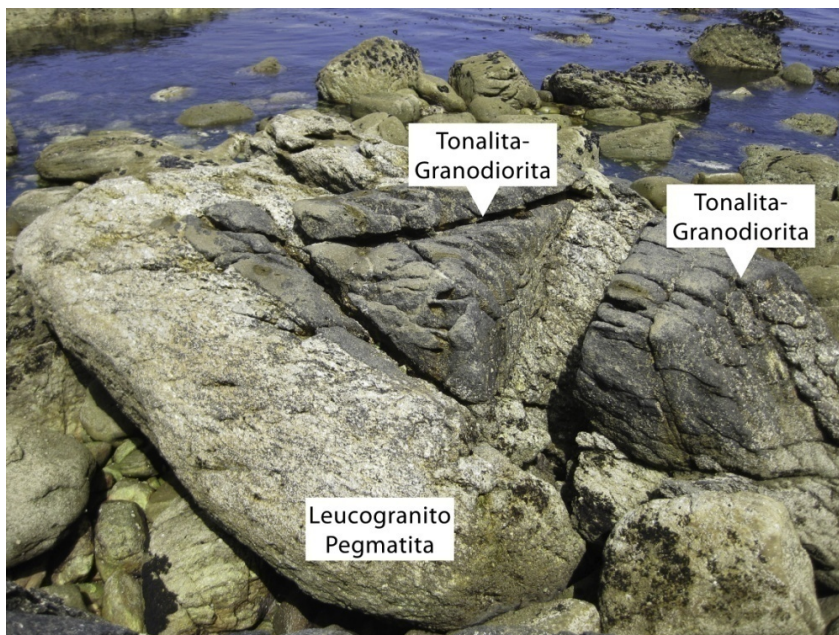
**Fig. 4.16.** Contacto entre una aplita de Grt+Tur con un granito de dos micas. Ambos muestran deformación (foliación) aunque su contacto neto intrusivo parece truncar a la foliación del granito de dos micas. Esta relación indicaría la intrusión más tardía del granito aplítico.

Sin embargo, los dos aspectos más destacables y llamativos son: 1) la presencia de rocas tonalíticas compuestas por biotita y anfíbol (Fig. 4.18) y, 2) granitos de dos micas bandeados ( $\text{Ms} > \text{Bi}$ ), en el extremo oeste del afloramiento (Fig. 4.19).





**Fig. 4.17.** Niveles de leucogranitos concordantes o paraconcordantes con la estructura del paquete de metasedimentos de Cabo Liñeiro.



**Fig. 4.18.** Leucogranitos y pegmatitas cortando las tonalitas ( $\pm$  granodioritas) en un afloramiento de Cabo Liñeiro. Estos cuerpos félsicos corresponderían con los últimos intrusivos del episodio magmático G2.

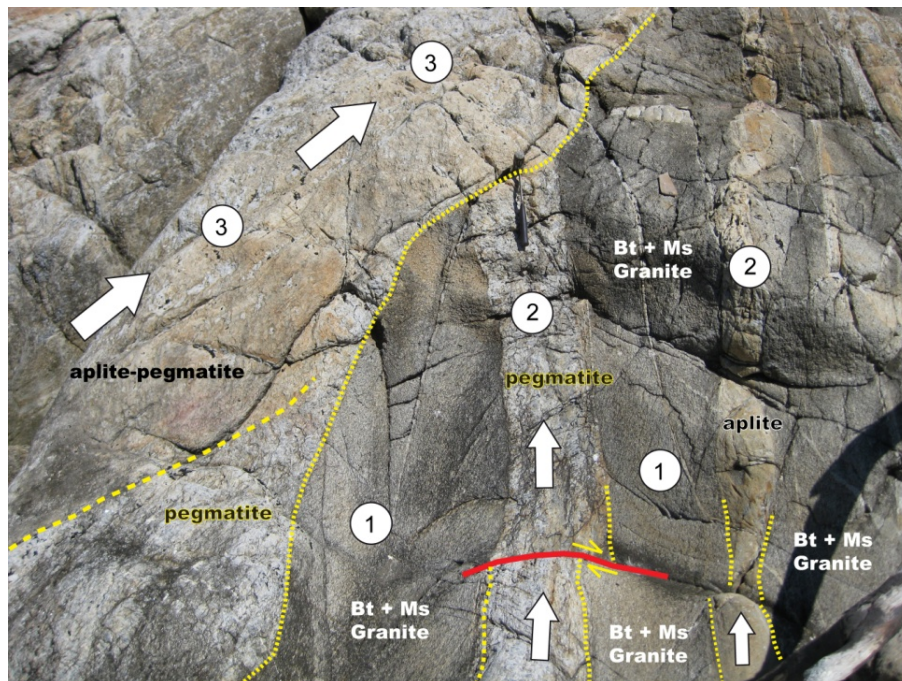
Las tonalitas pueden estar relacionadas con las rocas de afinidad "Vaugnerítica" (suite de alto contenido en MgO y K<sub>2</sub>O) asociadas con granodioritas precoces (G1). Esta considerable variedad de litologías indica que los procesos de fusión parcial afectaron a protolitos de origen diverso, principalmente procedentes de la corteza continental, dado el predominio de las composiciones graníticas.





**Fig. 4.19.** Granitos de dos micas (Ms>Bi) bandeados en el afloramiento de Cabo Liñeiro.

Las estructuras de deformación variscas afectaron a todas estas rocas produciendo foliaciones penetrativas y zonas de cizalla con estructuras S-C. La intensidad de la deformación fue bastante variable. En algunos casos la relaciones ígneas se preservaron, permitiendo establecer un orden aproximado de intrusión de las diferentes rocas ígneas (Fig. 4.20).

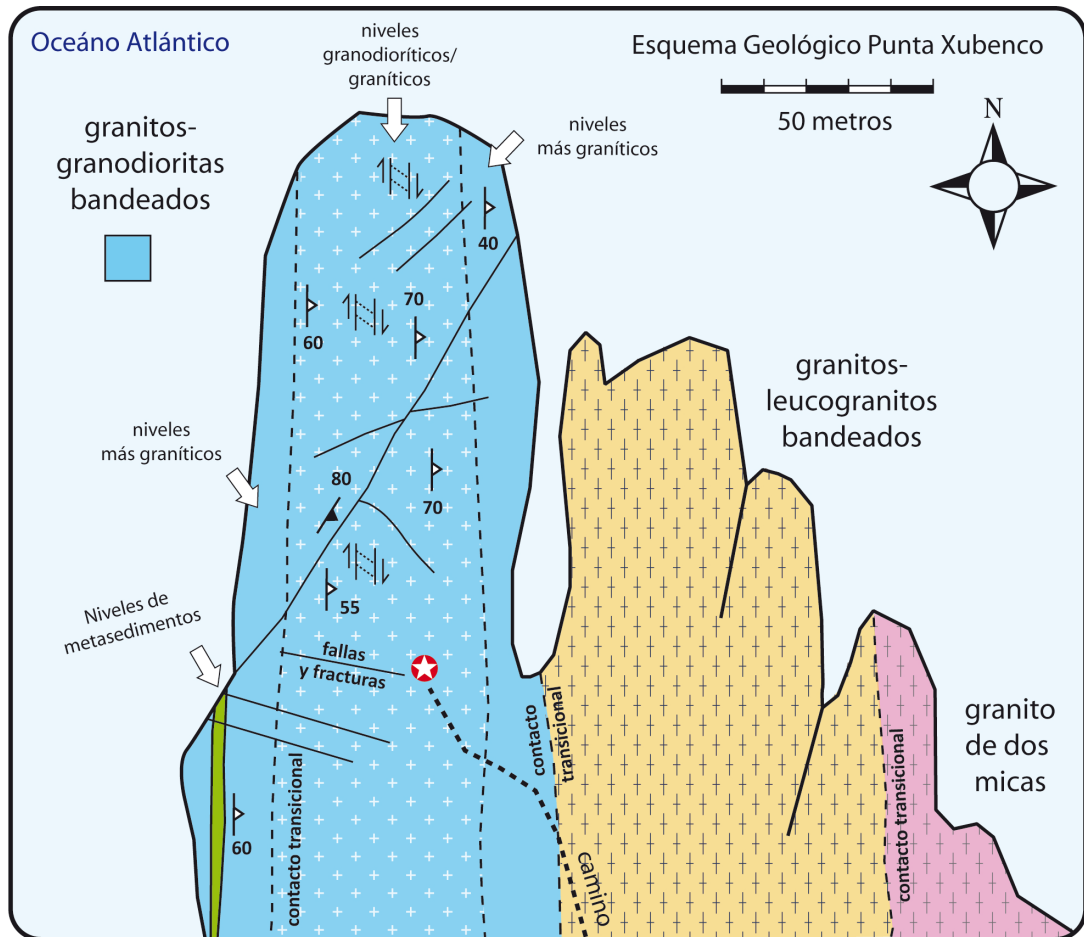


**Fig. 4.20.** Las aplitas y pegmatitas parecen haber sido generadas de forma continuada a lo largo del todo el periodo de actividad magmática llegando a formar los últimos intrusivos (2 y 3 en la figura). Los granitos de Bt+Ms (1 en la fotografía) junto con las tonalitas fueron, probablemente, las primeras unidades en intruir.



### Parada 3. Punta Xubenco: Complejo de Granitos-Granodioritas Bandeados

Saliendo desde Cabo Liñeiro, en dirección norte-noreste, llegamos, en unos 3 km, al extremo noroccidental de la isla donde se encuentra Punta Xubenco. Esta zona está rodeada de acantilados de fuertes pendientes por lo que se recomienda precaución.



**Fig. 4.21.** Mapa geológico simplificado del afloramiento de Punta Xubenco y alrededores. Los contactos entre las diferentes unidades son graduales o transicionales.

La Punta Xubenco está formada por la unidad denominada Granitos y granodioritas bandeados (Figs. 4.21 y 4.22), que está constituida por múltiples capas o bandas paralelas y alternantes de diferentes tipos de granitoides: granitos de Bt+Ms ( $\pm$ Sill), granitos biotíticos, granodioritas, leucogranitos de Tur, de Tur+Grt y de Ms+Grt, aplitas y pegmatitas (Figs. 4.23 y 4.24). Todo este complejo intrusivo de rocas ígneas se puede correlacionar con otros afloramientos situados más hacia el Sur (Cabo Liñeiro, As Freitasas).

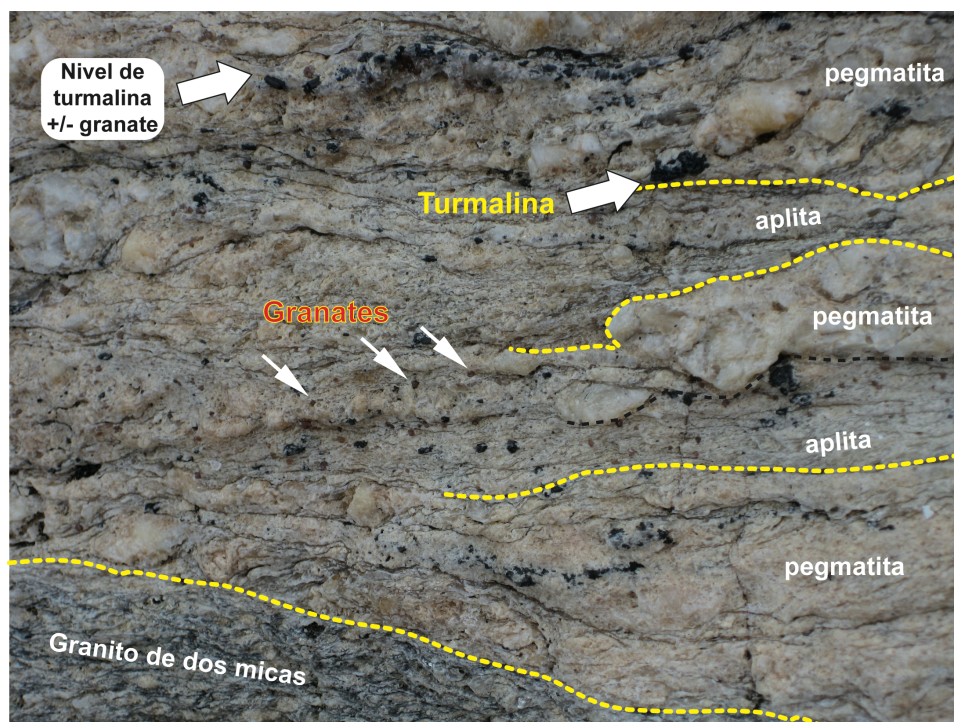


**Fig. 4.22.** Vista general del bandeo de Punta Xubenco formado por granodioritas, granitos, leucogranitos, aplitas y pegmatitas deformados, así como granitos de dos micas no foliados y abudinados.





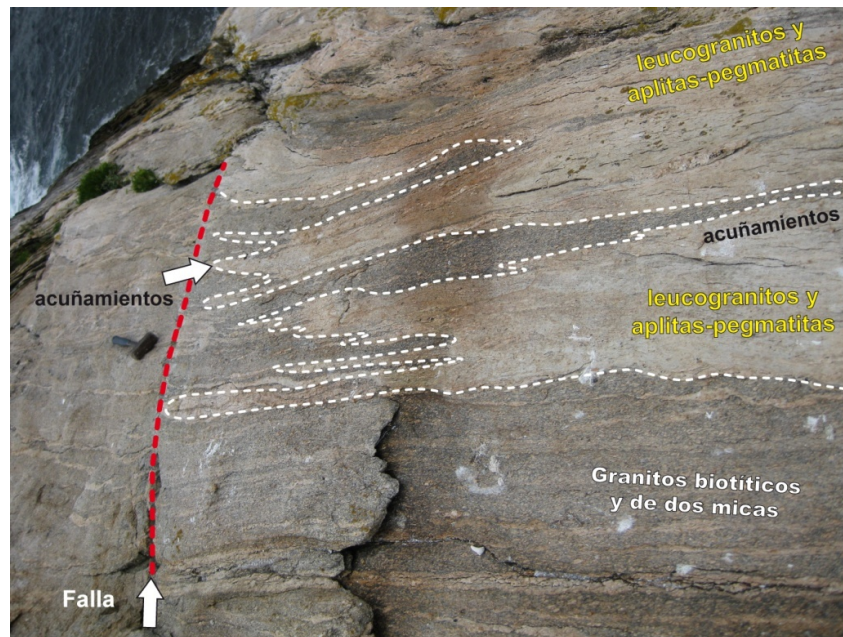
**Fig. 4.23.** Niveles de intrusivos en Punta Xubenco dando al afloramiento su bandeo tan distintivo. Los diferentes niveles están formados por granitos y leucogranitos de dos micas, granitos biotíticos y granodioritas. También son frecuentes las aplitas y pegmatitas.



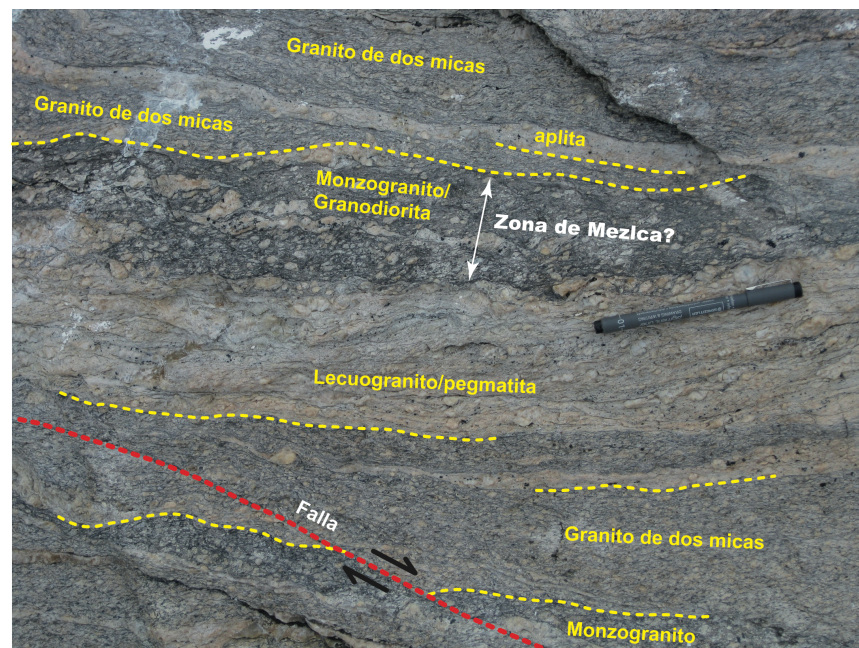
**Fig. 4.24.** Detalle de los niveles más leucocráticos formados por aplitas y pegmatitas con turmalina (Tur) y granate (Grt).

Las diferentes "capas" o niveles graníticos tienen un espesor variable predominando las de  $\approx 0.5\text{-}2\text{m}$ . En algunos casos también se observan acuñamientos laterales de las capas (Fig. 4.25) así como mezcla parcial entre niveles de granodioritas y granitos (Fig. 4.26).





**Fig. 4.25.** Acuñaientos laterales en diferentes capas de la unidad de granitos-granodioritas bandeadas. Se pueden hacer distintas interpretaciones de estas estructuras: zonas de intrusión de unas unidades en otras, segregación de niveles leucograníticos a partir de los graníticos/granodioríticos.

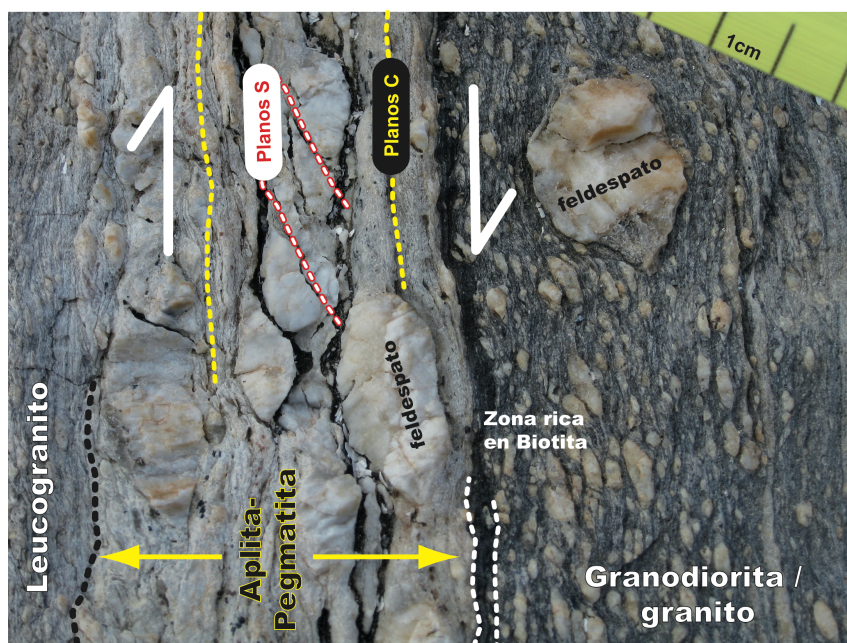


**Fig. 4.26.** Zonas de mezcla parcial entre granodioritas y leucogranitos/pegmatitas (Punta Xubenco). Los procesos intrusivos de unas bandas en otras y la deformación sin-magmática posiblemente favorecieron estos procesos de mezcla local que se observan con frecuencia.

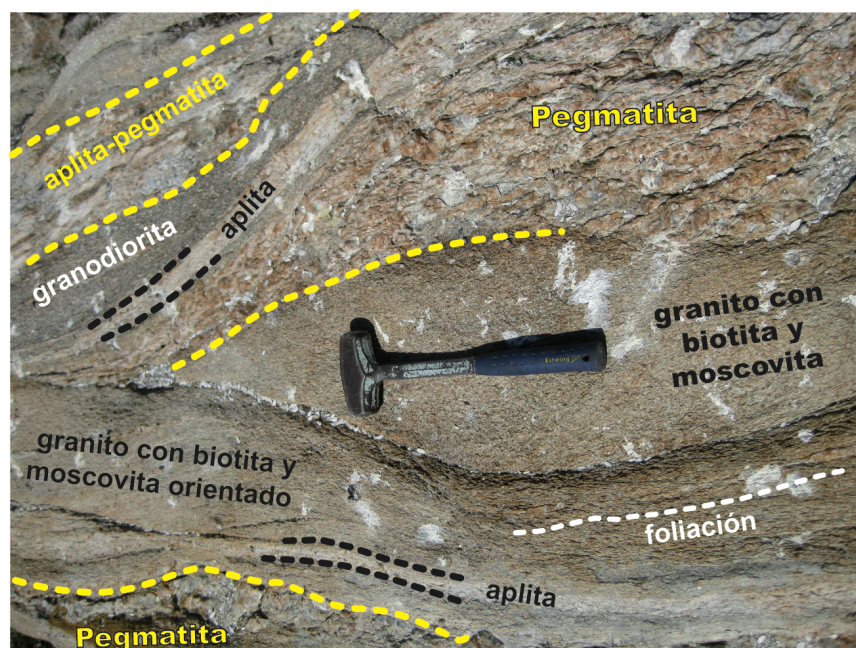
En las partes más pendientes de estos acantilados afloran capas de metasedimentos de escaso espesor ( $\approx 1\text{m}$ ). Se trata de esquistos con una mineralogía de Qtz + Ms + Bt + Tur + Sill. Destaca la presencia constante de turmalina en algunas de estas rocas, no siempre visible dependiendo del tamaño de grano.



Todas estas rocas fueron deformadas durante la orogenia Varisca que produjo una foliación penetrativa y zonas de cizalla con estructuras S-C y de dimensiones variables (Fig. 4.27).



**Fig. 4.27.** Estructuras de cizalla S-C en leucogranitos, apalitas-pegmatitas y granodioritas/monzogranitos. Flanqueando la zona de contacto de la aplita-pegmatita aparece un nivel rico en biotita que hacia la derecha da paso a la litología de granito biotítico/granodiorita. Estas acumulaciones de biotita pueden estar relacionadas con la cristalización del nivel aplítico-pegmatítico, la expulsión del H<sub>2</sub>O del fundido y su reacción con la roca encajante más rica en Mg y Fe que favorece la cristalización de biotita.



**Fig. 4.28.** Granitos de dos micas (Bt+Ms) foliados y no foliados, rodeados de capas de apalitas y pegmatitas. Los cuerpos abundados de granito (en forma de almendra) muestran bordes con foliación y zonas interiores más isotrópicas o con una orientación magmática de flujo. Estas estructuras indican la existencia de fundidos graníticos contemporáneos con los procesos de deformación que afectaron a todo el conjunto de rocas.

Las relaciones entre estas estructuras y los granitoides muestran zonas deformadas y otras no deformadas. En algunos casos aparecen niveles de granitos sin deformación (0.5-1 m) aunque con orientación magmática de sus minerales y rodeados de zonas de granito foliados (Fig. 4.28). También se pueden observar orientaciones magmáticas que se continúan hacia los bordes de cuerpos abudados (en forma de almendra) y en estos pasan a ser foliaciones subsolidus. Estas relaciones indican una contemporaneidad entre los procesos de generación e intrusión de estos magmas graníticos y los procesos de deformación tectónica.

Todo este conjunto tan variado de rocas ígneas graníticas puede representar una zona donde se canalizan fundidos (pulsos), de procedencia común aunque diversa, que intruyen como diques tabulares en la corteza media/superior. Esta inyección de magma facilita el desarrollo de zonas de cizalla, que a su vez ayudan a canalizar el fundido en un proceso local de retroalimentación.

La disposición de los diferentes niveles de granitoides se asemeja a la estructura de un complejo migmatítico ( $\approx$  metatexitico) con estructura estromática o bandeada aunque en este caso no se identifican zonas residuales ni paleosomas (metapelitas residuales, ortogneises) frente a otras neoformadas o leucosomas. Sí aparecen algunos niveles de espesor milimétrico de acumulaciones de biotitas en los bordes de algunas capas de aplitas/pegmatitas (Fig. 4.27). Estos pueden deberse a la exolución de  $H_2O$  al cristalizar el fundido e interactuar con el granito biotítico adyacente. El elevado volumen de rocas que representan fundidos (casi todo el afloramiento) excluye la posibilidad de que todo este bandeo se formase "in situ" por procesos anatéticos (Sawyer, 2008).

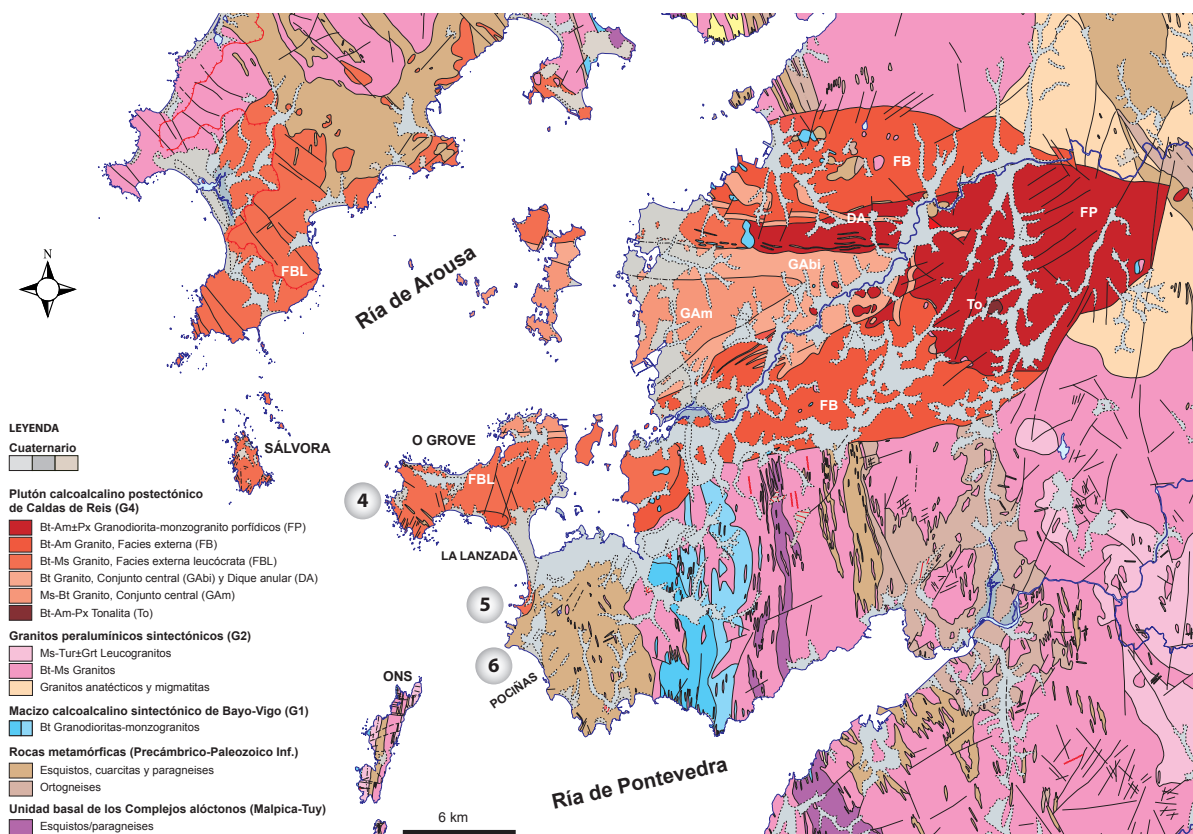
Como hipótesis provisional suponemos que el complejo de Punta Xubenco representa una zona de canalización de fundidos, similar a un "complejo de inyección" en el sentido de Morfin et al. (2014), aunque con mayor diversidad composicional y donde el régimen local de deformación se focalizó en zonas de cizalla que facilitaron la entrada de los fundidos.



## 5. GRANITOS POSTECTÓNICOS (G4), ORTOGNEISES Y METASEDIMENTOS. COSTA OCCIDENTAL DE GALICIA

### El plutón de Caldas de Reis y rocas asociadas

Uno de los plutones graníticos más representativos del magmatismo granítico postectónico en el Noroeste Peninsular es el de Caldas de Reis (Cuesta, 1991). Se trata de un cuerpo de grandes dimensiones, circunscrito y aproximadamente elíptico, que corta a todos los materiales encajantes y a sus estructuras (Fig. 5.1). Está formado por cuatro facies o unidades graníticas que se han emplazado sucesivamente y su composición modal global es mayoritariamente granítica con una proporción menor de granodioritas. Su edad de cristalización y emplazamiento fue inicialmente estimada en  $287 \pm 10$  Ma (Rb-Sr; Cuesta, 1989, 1991) y más recientemente en  $290 \pm 3$  (U-Pb, SHRIMP; Montero y Bea, comunicación personal).



**Fig. 5.1.** Mapa geológico de las rías de Arousa y Pontevedra con la situación de las paradas de campo en el Plutón postectónico de Caldas de Reis (Cuesta, 1989, 1991; cartografía GEODE: IGME:www.igme.es. Link: <http://cuarzo.igme.es/sigeco/default.htm>).

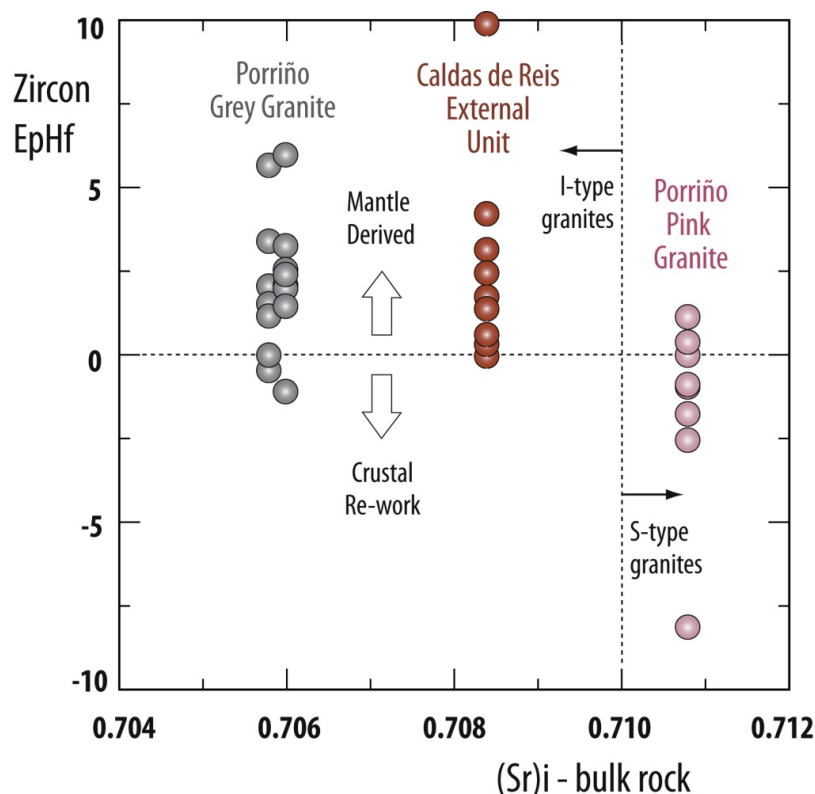
De acuerdo con la cartografía y las relaciones de campo la secuencia de emplazamiento sería: 1) Facies Externa (FB) con dos unidades separadas al norte y sur del Plutón; 2)

Facies Externa Leucócrata (FBL), que configura toda la parte occidental; 3) Facies Porfídica, situada al este del Plutón, y 4) Facies Central (GA), anidada en centro del Plutón y la más compleja tanto estructural como composicionalmente; consta de una unidad cartográfica continua en el núcleo del Plutón, algunas apófisis separadas de esa unidad central y un cortejo de diques de disposición aproximadamente anular y concéntrica. Aparte de la fracción cuarzo-feldespática, dos de las facies (FBL y GA) tienen moscovita además de biotita y tres (FB, FP y GA), además de biotita contienen anfíbol en proporción  $\leq 2\%$  pero de distribución extensiva. Como accesorios, aparece granate restringido a la facies FBL y titanita, allanita, apatito, turmalina, zircón y xenotima. La presencia de rocas intermedias es testimonial y sólo están representadas por enclaves tipo "mme" (solo en las facies FP y GA) y un afloramiento tonalítico (To) en el interior de FP (Fig. 5.1). La tonalita contiene la asociación biotita - anfíbol (Fe-hornblenda/edenita) - clinopiroxeno (hedenbergita/augita) - titanita. Salvo en lo concerniente a la Facies Central (GA), que no tiene equivalente, el resto de las características mencionadas hacen del Plutón de Caldas de Reis un caso muy similar al granito de Porriño, que también es un granito plurifacial postectónico muy representativo (González-Menéndez et al. 2017). La mineralogía, geoquímica y geoquímica isotópica de estos granitos, como se apuntó anteriormente, es propia de granitos de tipología I, al menos en sus unidades o facies principales.

En un estudio de geoquímica isotópica reciente, utilizando isótopos de Hf, Sr y Nd (González-Menéndez et al., en preparación) se ponen de manifiesto los contrastes y similitudes geoquímicas de estos granitos y sus facies (Fig. 5.2). Los elevados valores observados de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  ( $\approx$  de -2 a +6) en circones, son característicos de las principales unidades graníticas de los plutones de Porriño y Caldas de Reis. Este dato, junto con las bajas relaciones isotópicas iniciales del Sr en roca total ( $< 0.710$ ), es coherente con una tipología I para estos granitos, en consonancia con el resto de datos geoquímicos y mineralógicos. Su procedencia principal sería por fusión parcial de rocas metaígneas máficas-intermedias (o sus derivados: meta-grauvacas de composición máfica-intermedia).

El rango de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  observado ( $\approx 10\epsilon$ ) implica, no obstante, un sistema abierto con incorporación de fundidos de diferentes fuentes corticales y mantélicas (Kemp, et al., 2007). Estos protolitos "mantélicos" podrían ser rocas corticales que procederían a su

vez de fundidos derivados del manto, lo que explicaría que los zircons heredados incorporasen posteriormente valores más positivos de  $\epsilon_{\text{Hf}}$ .



**Fig. 5.2.** Valor del épsilon de isótopos de Hf en circones ( $\epsilon_{\text{Hf}}$ ) frente al valor de la relación isotópica inicial del Sr ( $(\text{Sr})_i$ ) calculada para cada muestra de la que derivan los circones y para una edad de 290 Ma. (González-Menéndez et al., en preparación).

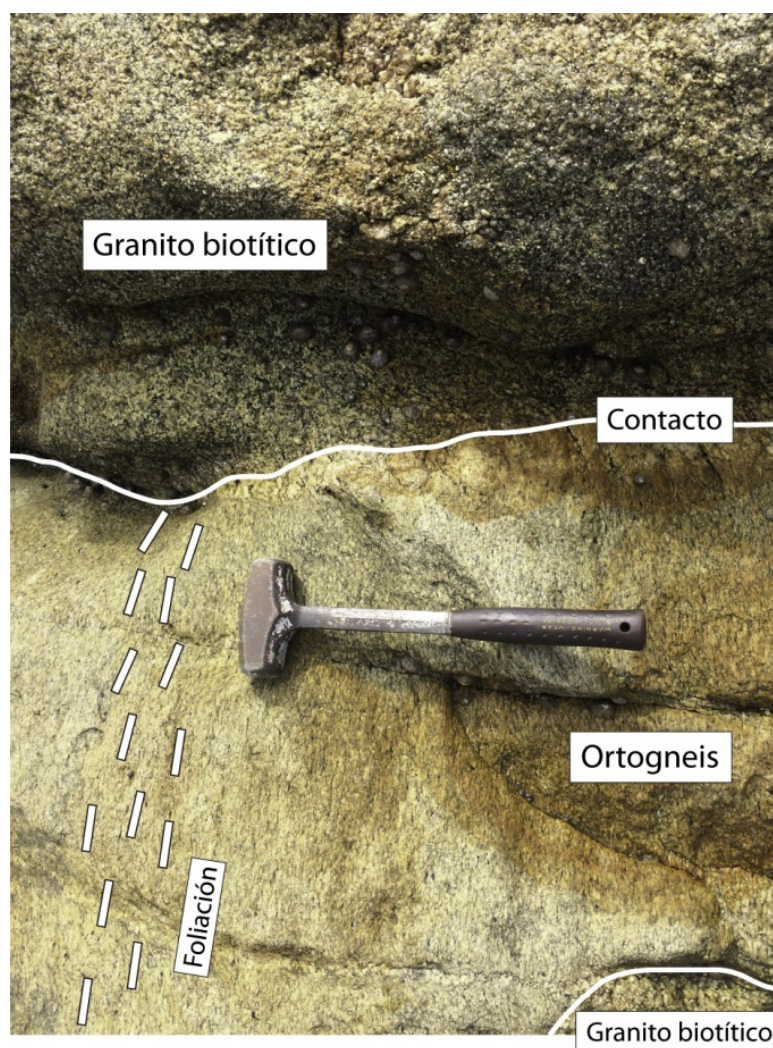
Algunas de las facies de estos plutones pueden tener otras signatures como es el caso de los granitos más externos de Porriño: la facies denominada "Rosa Porriño" que muestra valores del  $\epsilon_{\text{Hf}}$  negativos en muchos de sus circones y valores de  $(\text{Sr})_i$  en roca total  $> 0.71$ , bastante típicos de granitos de tipo-S y derivación por fusión parcial de metapelitas. Sin embargo, otras características geoquímicas y mineralógicas (bajas relaciones del ISA, ratios Fe/Mg elevados en roca total y en minerales, bajos contenidos en  $\text{P}_2\text{O}_5$ , asociación de  $\text{Bt} + \text{Aln} \pm \text{Amp}$ ) indican una procedencia más compleja y en parte relacionada con tipologías "A" (alcalinas-anorogénicas).

### Xenolitos en las facies externas del plutón de Caldas de Reis

Dos de las facies graníticas del plutón de Caldas de Reis, Facies Externa (FB) y Facies Externa Leucócrata (FBL) contienen numerosos fragmentos de otras rocas, muy variados en tamaños y naturaleza: xenolitos de rocas máficas (dioritas/cuarzo-

dioritas), xenolitos de granitos deformados, granodioritas, tonalitas, metasedimentos y ortogneises. Los afloramientos de las isla de Sálvora y O Grove, así como otros de zonas costeras en la Ría de Arousa, en especial en su costa norte, muestran esta considerable diversidad. En su mayoría, en especial los de gran tamaño, se apoyan sobre el granito encajante a modo de “roof pendants” y parece existir una relación grosera entre su posición cartográfica fuera y dentro de él. Los cuerpos de ortogneises incluidos dentro del granito de Caldas de Reis se observan en diferentes lugares de la Península de O Grove (Pontevedra). Sin embargo más hacia el oeste, en la Isla de Sálvora, afloran xenolitos de granitos, granodioritas y tonalitas deformadas, pero son más escasos los xenolitos de ortogneises félsicos.

Se han realizado algunas dataciones U-Pb en circones realizadas mediante SHRIMP en dos de estos cuerpos de ortogneises que proporcionan edades de  $478 \pm 3$  Ma y  $467 \pm 4.4$  Ma (Montero y Bea, comunicación personal).



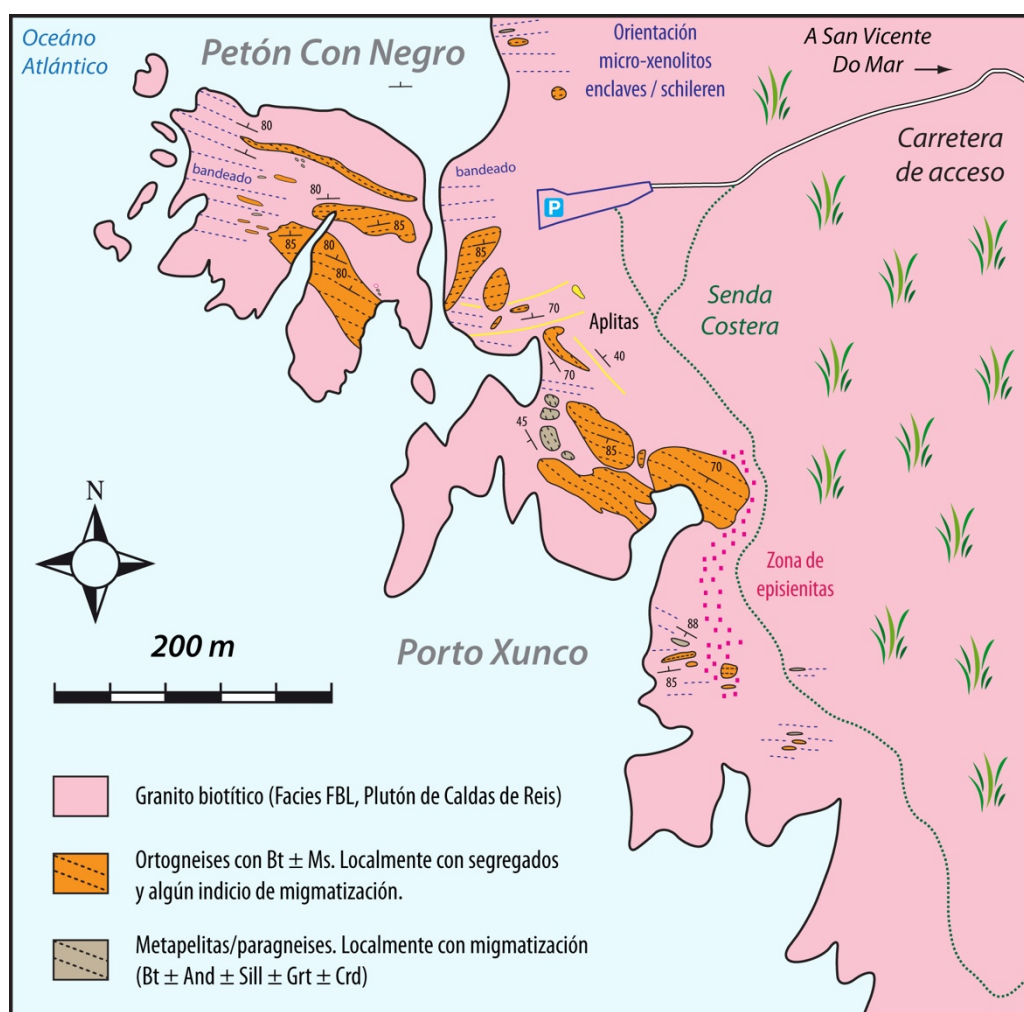
**Fig. 5.3.** Fragmento (xenolito) de ortogneis félsico incluido dentro del granito biotítico de Caldas de Reis (O Grove).

En otras zonas costeras y del occidente de Galicia aparecen ortogneises, más o menos glandulares, que forman bandas de anchura kilométrica muy alargados en dirección N-S. Aparecen tanto al este como al oeste de la Banda Malpica-Tuy, llegando hacia el norte hasta los afloramientos de las Islas Sisargas donde han sido datados por Talavera et al. (2008) obteniendo una edad U-Pb en circones de  $479\pm 7\text{Ma}$  con abundantes núcleos pre-magmáticos de edad  $585\pm 15\text{Ma}$ . Esta edad indicaría, para este conjunto de ortogneises, una correlación con los de tipo Ollo de Sapo y los glandulares del Sistema Central (Zona Centroibérica). Además, podría ser un criterio para asignar estas zonas occidentales de Galicia a la Zona Centroibérica (ZCI) y no a la Zona de Galicia Trás-Os-Montes (ZGTM).



#### Parada 4. Los xenolitos de ortogneises $\pm$ metasedimentos en el plutón de Caldas de Reis (G4) (Área Natural del Con Negro, O Grove)

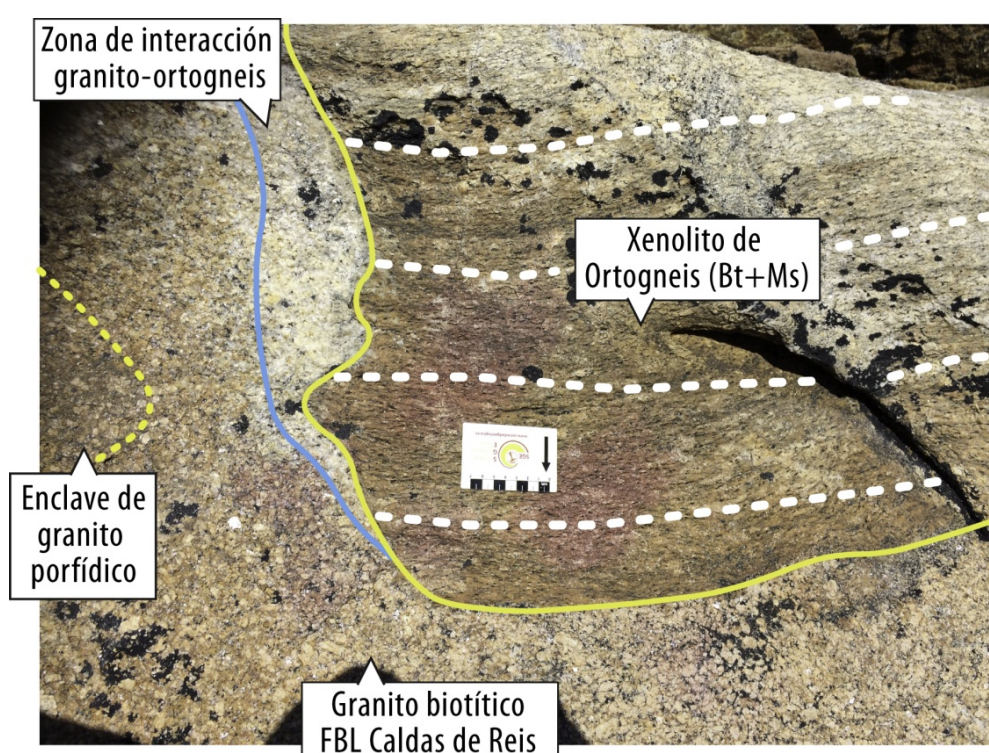
En el oeste de la península de O Grove y en particular en el Área natural del Con Negro, el granito es leucocrático, equigranular de grano muy grueso y formado por Qz + Kfs + Pl + Bt como minerales principales. Son frecuentes los schlieren de biotita cuya dirección, junto con la de las biotitas del granito, definen foliaciones magmáticas de orientación aproximada este-oeste y buzamientos muy inclinados al norte o verticales. Respecto al resto de minerales el granito es isótropo. También aparecen algunos enclaves de similar composición al granito (cogenéticos?) aunque con texturas algo diferentes, en general más porfídicas. Tanto estos enclaves como los xenolitos de metasedimentos y ortogneises muestran una orientación similar a la de la foliación magmática (Fig. 5.4).



**Fig. 5.4.** Mapa geológico del extremo occidental de la península de O Grove, al NO de San Vicente do Mar. Abreviaturas: Bt: biotita, Ms: moscovita, Sill: sillimanita, Grt: granate, Crd: cordierita.



En los afloramientos de O Grove y en general en los de la Ría de Arousa, los ortogneises, más o menos glandulares, están formados por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita ( $Bt+Ms \approx 5-20\%$  modal) y restos de sillimanita en forma de fibrolita incluida en moscovita. Como accesorios se han identificado zircón, monacita y apatito. Las "glándulas", que aparecen en algunos cuerpos, dan una textura de conjunto porfídica de grano grueso. Están formadas principalmente por feldespatos potásicos  $\pm$  cuarzo. Las zonas cuarzo-feldespáticas son granoblásticas aunque ligeramente orientadas. Los agregados de biotitas definen la foliación de la roca. Intercalados en estos ortogneises aparecen a veces niveles de granitos de dos micas con granate, algo orientados aunque con escasa deformación interna.

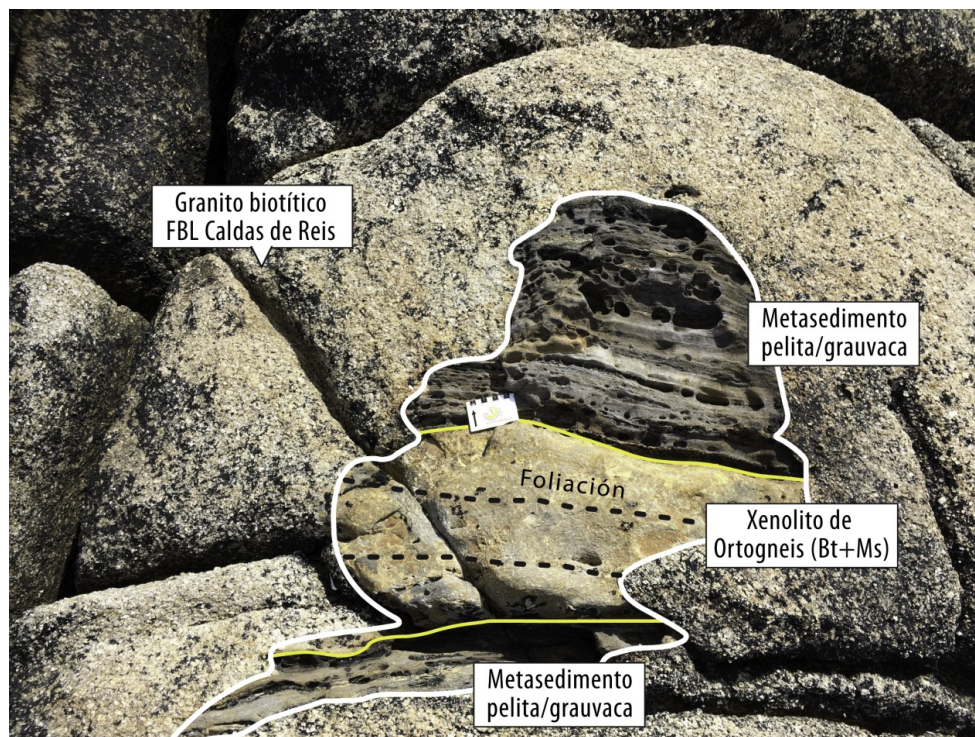


**Fig. 5.5.** Xenolito de ortogneis félsico dentro del granito biotítico de Caldas de Reis. Se puede apreciar una zona leucocrática de interacción entre el granito y el ortogneis. Esta se caracteriza por mostrar gran abundancia de feldespato potásico respecto a otras fases. También en este afloramiento aparecen algunos enclaves de granito porfídico biotítico incluidos dentro del granito biotítico equigranular más común.

En los afloramientos de ortogneises incluidos en el granito de Caldas de Reis (O Grove) se han observado algunos indicios de posible migmatización: a) "schlieren" biotíticos  $\pm$  granate paralelos al contacto con el granito encajante, b) texturas de desestabilización de biotita rodeada por cristales de plagioclasa y c) presencia de zonas de interacción ortogneis - granito encajante que forman composiciones muy leucocráticas (Fig. 5.5). En otros afloramientos fuera del entorno del Plutón de Caldas (Campelo, Porto do Son) los ortogneises pueden aparecer ligeramente migmatizados, siendo su composición



algo más biotítica (ortogneises mesocráticos). Los segregados leucocráticos consisten en leucogranitos y pegmatitas con biotita, moscovita y más raramente granate. El grado de fusión parcial estimado en base al volumen de segregados es bajo o muy bajo (<5-10%).



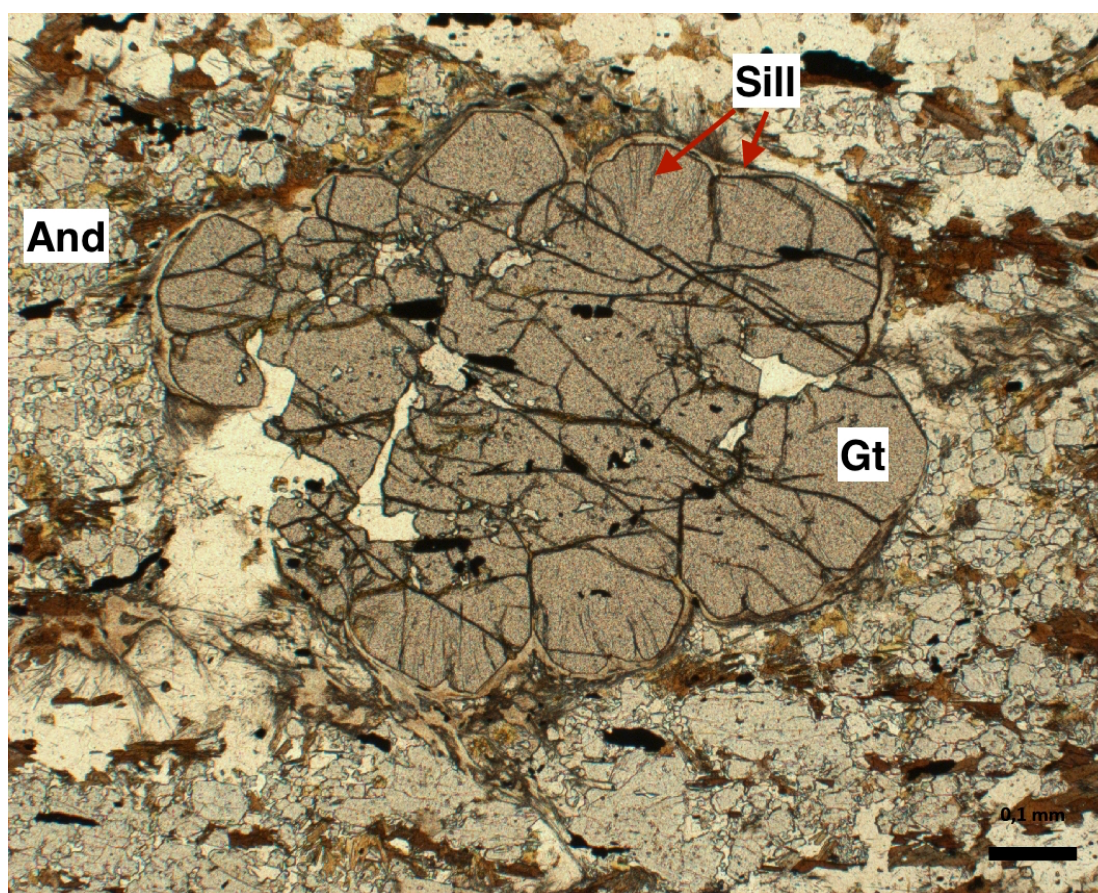
**Fig. 5.6.** Xenolito mixto de metasedimentos y de ortogneis félsico. Los metasedimentos son metapelitas con alguna pasada de metagrauvaca o metapsamita. El ortogneis es muy ácido y contiene biotita (Bt) + moscovita (Ms). La foliación en ambos materiales es paralela al igual que sus contactos (líneas amarillas). Todo el conjunto se encuentra englobado por el granito biotítico de Caldas de Reis, en su variedad externa leucócrata FBL.



**Fig. 5.7.** Xenolito metasedimentario de cuyo color oscuro deriva el nombre al lugar, Petón Con Negro, donde se encuentra el afloramiento.

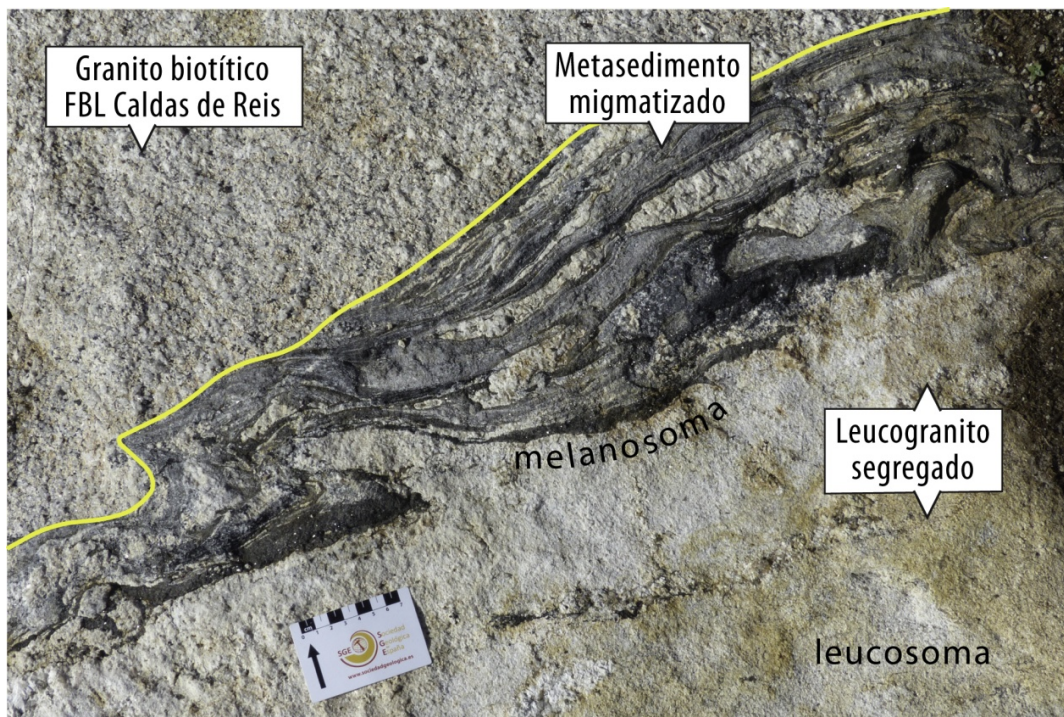


El efecto térmico del magma granítico que engloba a los xenolitos parece más apreciable sobre las rocas metasedimentarias (pelíticas ± grauváquicas) que sobre las litologías ígneas (tanto máficas como félsicas). En estos afloramientos de O Grove los metasedimentos aparecen como xenolitos, a veces asociados con los ortogneises (Figs. 5.6 y 5.7). Se trata de esquistos, esquistos feldespáticos o (para?) gneises formados por cuarzo, feldespatos (Pl + Kfs) y una asociación de Bt + Sill/And + Crd ± Grt ± Rt (Fig. 5.8). También se han observado asociaciones, sin granate y rutilo, de Bt + Sill + Crd + Kfs ± Pl. Estas paragénesis minerales parecen coherentes con la reacción de deshidratación de la biotita en rocas pelíticas:  $Bt + Sill + Qz + Pl = Grt + Crd + Kfs + Fundido$ . La presencia de fundido es destacable en algunos xenolitos de metasedimentos asociados con segregados leucograníticos, estando todo el conjunto incluido en el granito de Caldas (Fig. 5.9). En algunos de los xenolitos metasedimentarios de menor tamaño se observa cómo estos se disgregan en el granito encajante hasta llegar a formar parte íntegra de la textura granítica e incluso desarrollar finas bandas de tipo schlieren.



**Fig. 5.8.** Fotomicrografía de un metasedimento en la que se identifica un granate con inclusiones de Sill (fibrolita), rodeado de una fina corona de fibrolita y biotita, y todo ello incluido a su vez en And.



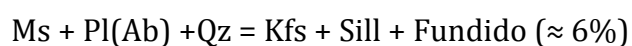


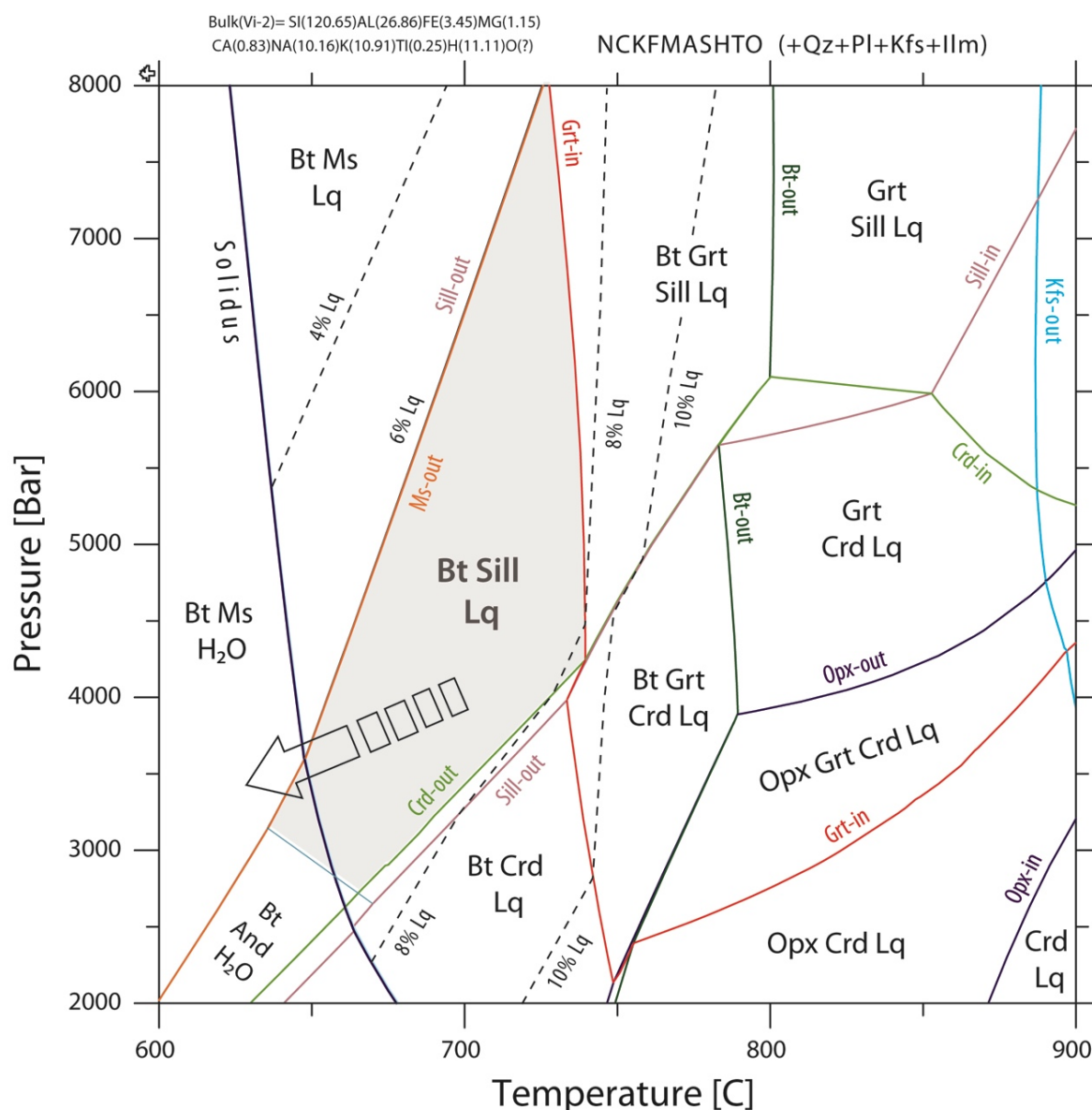
**Fig.5.9.** Xenolito de metasedimentos de naturaleza pelítica migmatizados. Se aprecia una zona de melanosoma en el límite entre un segregado granítico leucocrático y el metasedimento migmatizado. El conjunto se encuentra englobado dentro del granito biotítico de Caldas de Reis (facies FBL).

### *Modelización Presión-Temperatura*

Hemos realizado una pseudosección de presión – temperatura en una composición de roca total de ortogneises con texturas localmente glandulares de la zona de Pontevedra-Arousa (Vilar) (Fig. 5.10). Para construir el diagrama se utilizó Theriak-Domino (De Capitani and Petrakakis, 2010) junto con la base de datos termodinámica ds.55 (Holland y Powell, 1998). Los modelos de actividad-composición para las diferentes fases con soluciones sólidas se tomaron de White et al. (2007). El contenido en agua en la composición de roca total es de un 1 wt.% que corresponde aproximadamente con un 18-20% de fases minerales hidratadas (micas: Bt ± Ms).

La pseudosección, calculada entre 2-8 kbar y 600-900 °C, muestra dos campos de estabilidad, adyacentes a la curva del deshidratación de la moscovita y producción de sillimanita, donde las paragénesis minerales teóricas son equivalentes a la observada: Qz+Pl+Ksp+Bt+Ilm+fundido ± Ms/Sill, por encima del solidus. La diferencia entre ambas radica en la presencia/ausencia de sillimanita o moscovita. La deshidratación de moscovita favorece la producción de fundido correspondiente a la reacción:





**Fig. 5.10.** Pseudosección P-T para una composición de ortogneises ± glandulares de Vilar (Pontevedra). La composición de partida en proporciones molares atómicas se muestra arriba a la izquierda (Bulk Vi-2). El sistema composicional es NCKFMASHTO. Qz: cuarzo, Pl: plagioclasa, Kfs: feldespato potásico, Bt: biotita, Ms: moscovita, Crd: cordierita, Grt: granate, Sill: sillimanita, And: andalucita, Opx: ortopiroxeno, Ilm: ilmenita, Lq: líquido o fundido.

Lo cual permite, además de aumentar el volumen de fundido, incrementar el % modal del feldespato potásico, explicando el sobre-crecimiento de esta fase en algunos de estos ortogneises. Una descompresión isotérmica en estas condiciones de P-T aumentaría ligeramente la cantidad de fundido y produciría cordierita, situación relativamente frecuente en otros ortogneises (Guadarrama) pero más rara en los del Noroeste Peninsular. La presencia ocasional de granate se puede explicar si, por encima del solidus, la temperatura fue > 740/750 °C para presiones entre 4 y 8 kbar. También se requeriría una pérdida de fundido que favoreciese la preservación del

granate durante el enfriamiento. Con mayores presiones la asociación mineral debería incluir la presencia de Grt + Rt.

La trayectoria de enfriamiento/descompresión indicada en la figura 5.10 parece la más adecuada para explicar la presencia de moscovita reemplazando a sillimanita pero sin consumirla totalmente. Por encima de estas presiones el enfriamiento requeriría atravesar un intervalo de temperaturas donde la coexistencia de sillimanita metaestable con fundido, previa al solidus, favorecería la desestabilización de esta fase de manera más efectiva. Por debajo de la trayectoria marcada, se atravesaría el campo de estabilidad de la andalucita, fase ausente en estos ortogneises.

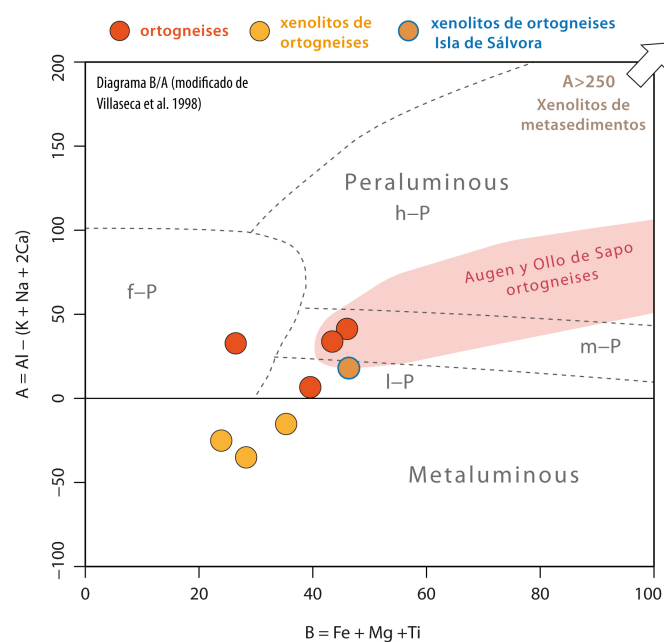
La posibilidad de una pérdida de fundido que estabilizase la asociación con sillimanita parece poco probable ya que la moscovita muestra bastante desarrollo y la preservación de la sillimanita es bastante limitada. Además, en las condiciones PT estimadas, los porcentajes de fundido se sitúan en 6-8% siendo 7% el valor crítico de interconectividad de fundido (Rosenberg y Handy, 2005) a partir del cual este podría movilizarse y escapar del sistema.

Estas condiciones de enfriamiento/descompresión para los ortogneises glandulares son coincidentes con las del emplazamiento de los granitoides postectónicos G4, a presiones estimadas entre 2.5-3.5 kbar (González-Menéndez et al., 2017).

### *Geoquímica de los ortogneises*

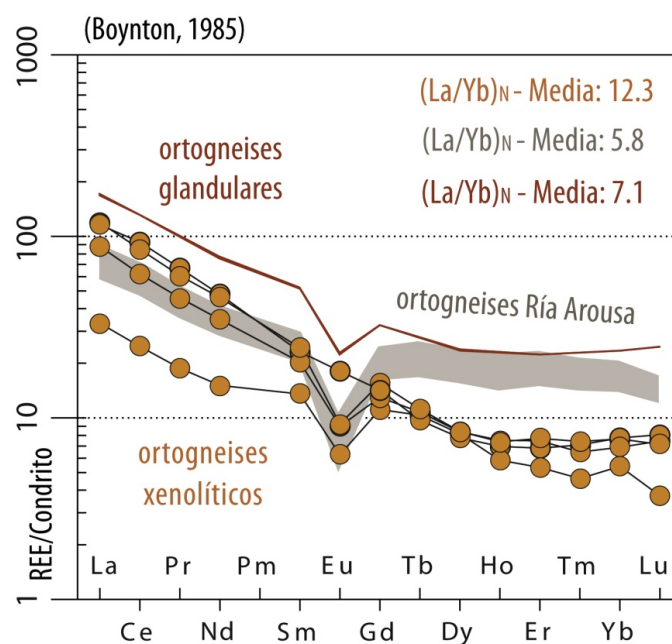
Los estudios preliminares que estamos realizando, en paralelo a la cartografía geológica de estos cuerpos, muestran que, en comparación con otros ortogneises similares en edad de la Zona Centroibérica (Guadarrama, Ollo de Sapo), estos son en general menos peralumínicos, o incluso metaalumínicos (media A/CNK = 0.94-1.12) y menos máficos (valores del parámetro  $B \leq 50$ ). Por otra parte, entre los ortogneises estudiados también podemos observar diferencias que podrían depender de que estén o no incluidos como xenolitos. Los xenolitos de ortogneises en el granito G4 de Caldas de Reis son metaalumínicos (con la excepción de uno de los xenolitos félsicos de la Isla de Sálvora), tienen de media mayor contenido en CaO (1.14 vs. 0.54 wt.%) y muestran tipología I (Fig. 5.11).





**Fig. 5.11.** Diagrama A-B modificado por Villaseca et al. (1998) con diferentes campos de granitoides peraluminicos y metaaluminicos. Se observa que los ortogneises que forman xenolitos en el granito de Caldas de Reis se proyectan en el campo metaaluminico (a excepci3n de la muestra de S3lvora) y de tipolog3a I. Los ortogneises que afloran en diferentes localidades de la R3a de Pontevedra son levemente peraluminicos y de tipolog3a I/S. El campo de ortogneises glandulares (Augen) y Ollo de Sapo est3 basado en datos de Villaseca et al. (2003), Villaseca y Ubanell (2005) y Diez Montes (2007).

La composici3n de tierras raras de los ortogneises estudiados tambi3n permite ver sus diferencias de conjunto con respecto a los ortogneises centroib3ricos: en algunos casos son ligeramente m3s fraccionados, con menores contenidos totales en tierras raras y anomal3as negativas del Eu tambi3n algo mayores (Fig. 5.12).



**Fig. 5.12.** Diagrama normalizado de tierras raras (REE) seg3n los valores de Boynton, 1985. Los datos de los ortogneises glandulares (Guadarrama) corresponden a una media de Villaseca y Ubanell (2005).

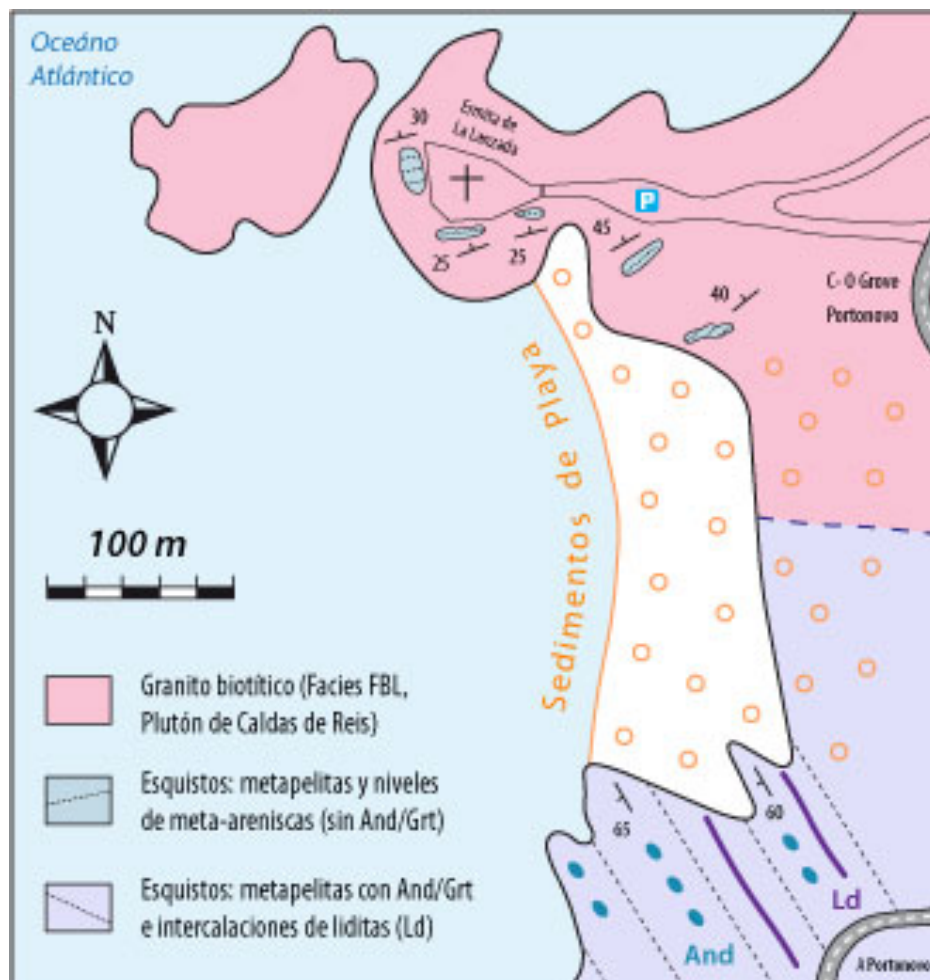
En cuanto a los ortogneises xenolíticos, estos son claramente diferentes de los demás que afloran en la Ría de Arousa; en especial en las tierras raras pesadas, cuyos perfiles son bastante más fraccionados. El caso del xenolito de ortogneis félsico de la Isla de Sálvora también muestra aquí singularidad por no presentar anomalía negativa en Eu.

En base a estos datos, como hipótesis preliminar planteamos que, aunque en edad probablemente sean similares, existen ciertas diferencias geoquímicas entre estos ortogneises y los de la zona centroibérica. La tipología parece ser más propia de granitos "I" o al menos intermedia entre "I-S" en comparación con la marcada tipología S de los ortogneises centroibéricos.

En los ortogneises estudiados, los incluidos dentro del granito G4 de Caldas de Reis son aún más metaalumínicos y muestran espectros de REE con mayor fraccionación. Una posibilidad para explicar estas diferencias podría ser una interacción química con el magma granítico de Caldas (o una extracción parcial de fundido) que habría modificado su composición. Un rasgo problemático es el contenido en CaO, por ejemplo, más elevado de los ortogneises xenolíticos, y que no pudo deberse a una interacción simple ya que el granito de Caldas, en esta facies externa, contiene menos CaO (media = 0.74 wt.%). Pero, por otro lado, no debe olvidarse que el muestreo aún es deficiente y que es probable que los ortogneises deriven de protolitos diferentes en composición y no solo en textura.

## Parada 5. Contacto plutón de Caldas de Reis (G4)- Metasedimentos

Al sur de la playa de La Lanzada, en la zona conocida como Ermita de la Lanzada y Playa de Foxos, se encuentra el extremo sur del granito de Caldas de Reis y su contacto con los materiales encajantes metasedimentarios (Fig. 5.13).



**Fig. 5.13.** Mapa geológico del entorno de la Ermita de la Lanzada y de los alrededores de la playa de Foxos. En esta zona se encuentra el contacto entre el granito postectónico de Caldas de Reis (G4) y sus encajantes metasedimentarios. Los sedimentos recientes de playa y dunas impiden observar este contacto de forma directa.

Este contacto no es observable en el campo porque se encuentra cubierto por sedimentos de playa y dunas recientes. No obstante en la zona de afloramiento del granito de Caldas aparecen diversos fragmentos de metasedimentos encajantes (xenolitos) de grandes dimensiones (decenas de metros) totalmente englobados por el granito. Tanto aquí como en zonas inmediatas adyacentes, los enclaves aparecen con

disposición subhorizontal. En el afloramiento tienen la apariencia de esquistos con niveles más grauváquicos o arenosos intercalados (Fig. 5.14). El granito de Caldas de Reis en esta zona es un monzo-leucogranito de grano grueso y equigranular.

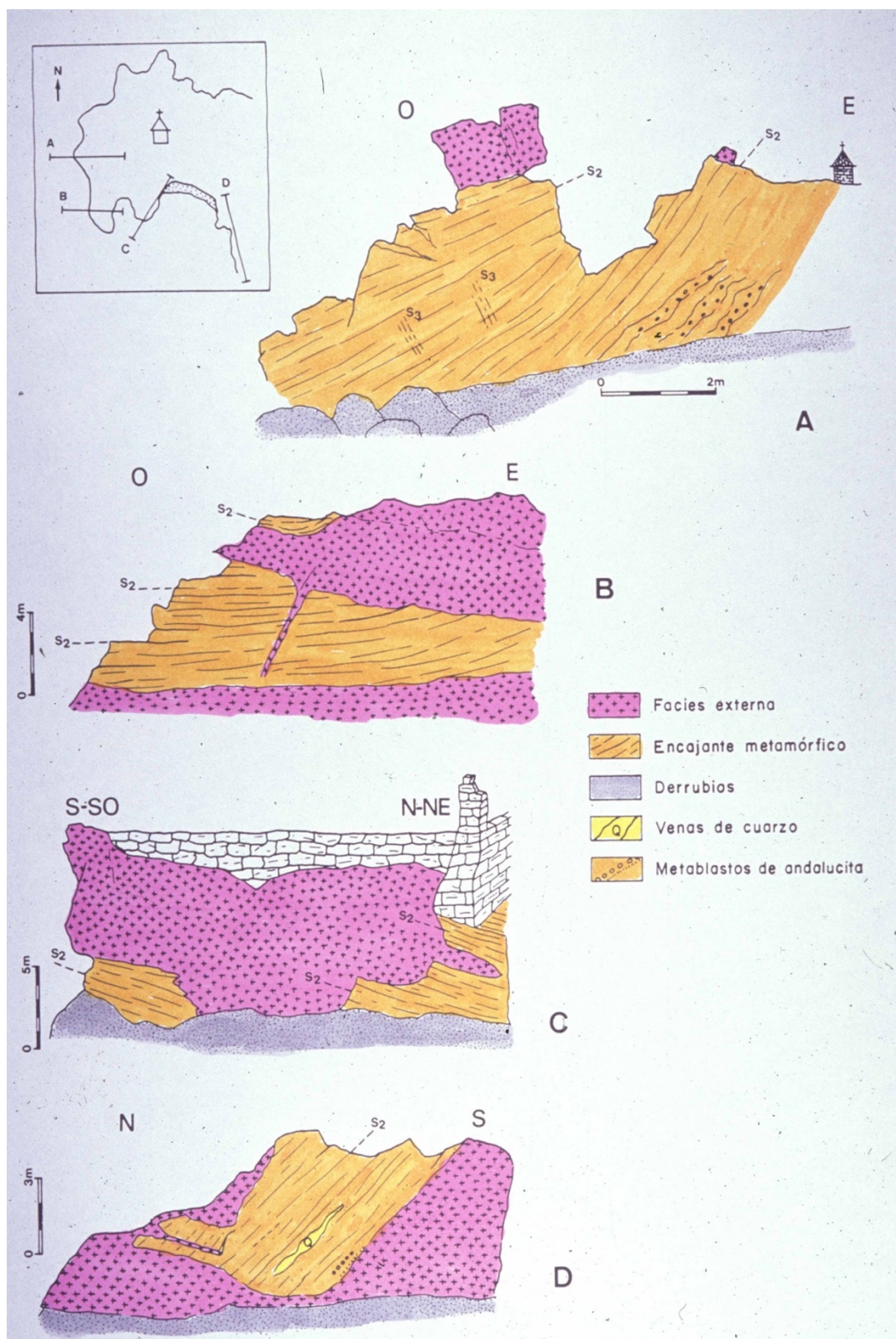


**Fig. 5.14.** Fragmento de metasedimento (esquistos) de dimensiones métricas incluido dentro del granito biotítico de Caldas de Reis (facies externa FBL). Destaca la presencia de algunos niveles arenosos o grauváquicos dentro de estos esquistos así como la ausencia de minerales índice de metamorfismo de contacto (andalucita).

La estructura de estos fragmentos muestra una foliación de rumbo OSO-ENE con buzamientos suaves hacia el norte. Algunos cambios en la orientación y buzamientos indican la presencia de algún pliegue menor. La intrusión del granito no parecen haber rotado los diferentes fragmentos. Tanto en los taludes del afloramiento como en los bloques caídos se puede observar el modo en el que el granito se emplaza en el encajante. En ocasiones el granito penetra en el encajante a favor de la esquistosidad dominante, pero también lo hace a favor de diaclasas (Figs. 5.15 y 5.16). Esto indica que posiblemente no se trató de una gran cuerpo de magma sino que el emplazamiento fue a través de láminas o diques que fueron intruyendo, cristalizando y coalesciendo. Estas sucesivas inyecciones acaban compartimentando y englobando los restos de encajante que ahora se observan como xenolitos con una estructura coherente entre ellos (Fig. 5.15).



No abundan los indicios de contaminación (mixing o mingling) con los xenolitos metamórficos. Sin embargo, ocasionalmente, pueden observarse fenómenos de asimilación de fragmentos del encajante.



**Fig. 5.15.** Los cuatro esquemas, de A a D corresponden al afloramiento de la Lanzada e ilustran las relaciones de contacto entre la Facies externa leucócrata (FBL) y el encajante metamórfico representado aquí por la formación Cabo D'Dome-la Lanzada-Xuno.



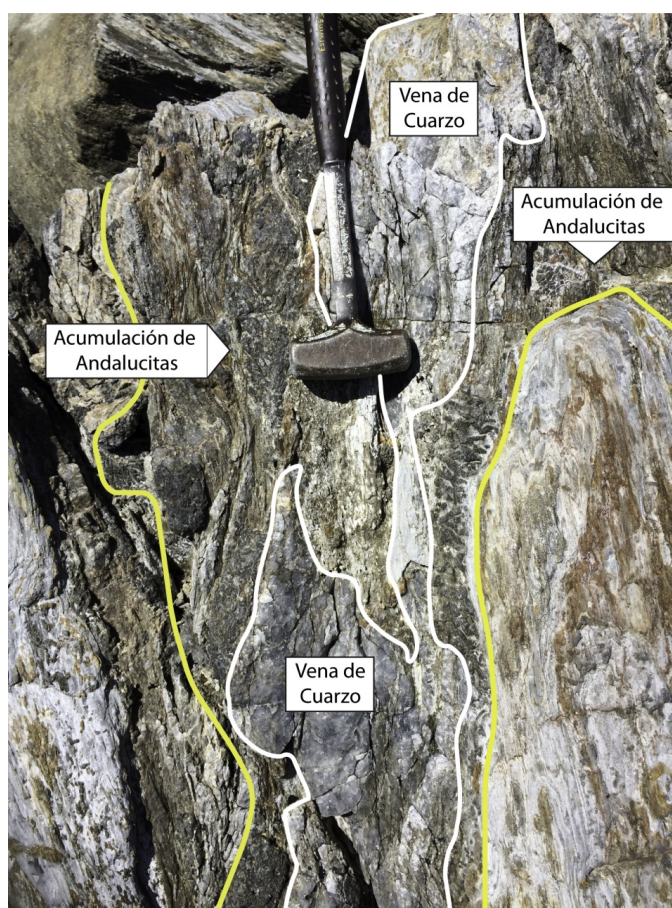
**Fig. 5.16.** La fotografía representa el talud del esquema D en la figura anterior. En la zona destacada se aprecia una vena granítica que intruye a favor de una diaclasses para, después, penetrar a favor de la foliación de la roca metamórfica.

A simple vista apenas se observa presencia de minerales índice como andalucita o granate. Solo en algunos niveles composicionales muy concretos aparecen algunos blastos de estos minerales. Esta ausencia de andalucita es destacable ya que el calor aportado por la intrusión tuvo que ser elevada en estas rocas rodeadas por la masa granítica y, a pocos cientos de metros la andalucita es un mineral conspicuo, extraordinariamente abundante y con tamaños que alcanzan y superan los 2 cm. La mineralogía observada al microscopio es de  $Qz + Bt + Ms \pm And \pm Crd \pm Grt \pm Kfs \pm Pl \pm Tur$ . La cordierita suele estar parcial o totalmente alterada y suele estar en contacto con andalucita. El feldespato potásico es habitual y la presencia de plagioclasa casi constante y en proporciones que permiten clasificar las rocas como gneises o, al menos, como esquistos feldespáticos. En general se conserva la microestructura de la roca metamórfica, pero la textura evidencia el efecto térmico del plutón. Así, puede observarse andalucita post-cinemática reproduciendo micro-charnelas y las bandas cuarzo-feldespáticas reflejan texturas granoblásticas típicas.



Finalmente, conviene mencionar la presencia de un nivel calcosilicatado al pie del talud del esquema D de la figura 5.15. Destaca de los esquistos/gneises por su color verdoso y por el desarrollo que pueden alcanzar los granates y turmalinas que contienen.

Hacia el sur, cruzando la playa de Foxos, afloran los materiales metasedimentarios encajantes: esquistos con granate y abundantes blastos de andalucita y liditas muy replegadas (Figs. 5.17 y 5.18). La litología de estos esquistos parecen ligeramente diferente a la observada en los xenolitos incluidos en el granito (tonos ligeramente más grisáceos). Además aquí la presencia de andalucita es notable. Algunos blastos crecen en el conjunto de la roca y muestran un carácter sincinemático y otros aparecen relacionados con venas de cuarzo y apariencia de crecimiento más tardío. La estructura general de las rocas también es diferente ya que en este sector la foliación principal tiene rumbos NO-SE con buzamientos relativamente elevados al suroeste.



**Fig. 5.17.** Zona de venas de cuarzo intruyendo a los esquistos, al sur de la playa de Foxos. En la imagen destaca una vena central de bastante tamaño en cuyos márgenes, en contacto con el esquisto, se desarrolla una gran acumulación de blastos de andalucita. Esta relación entre venas de cuarzo y desarrollo de andalucita es muy frecuente y se observa en diferentes escalas.





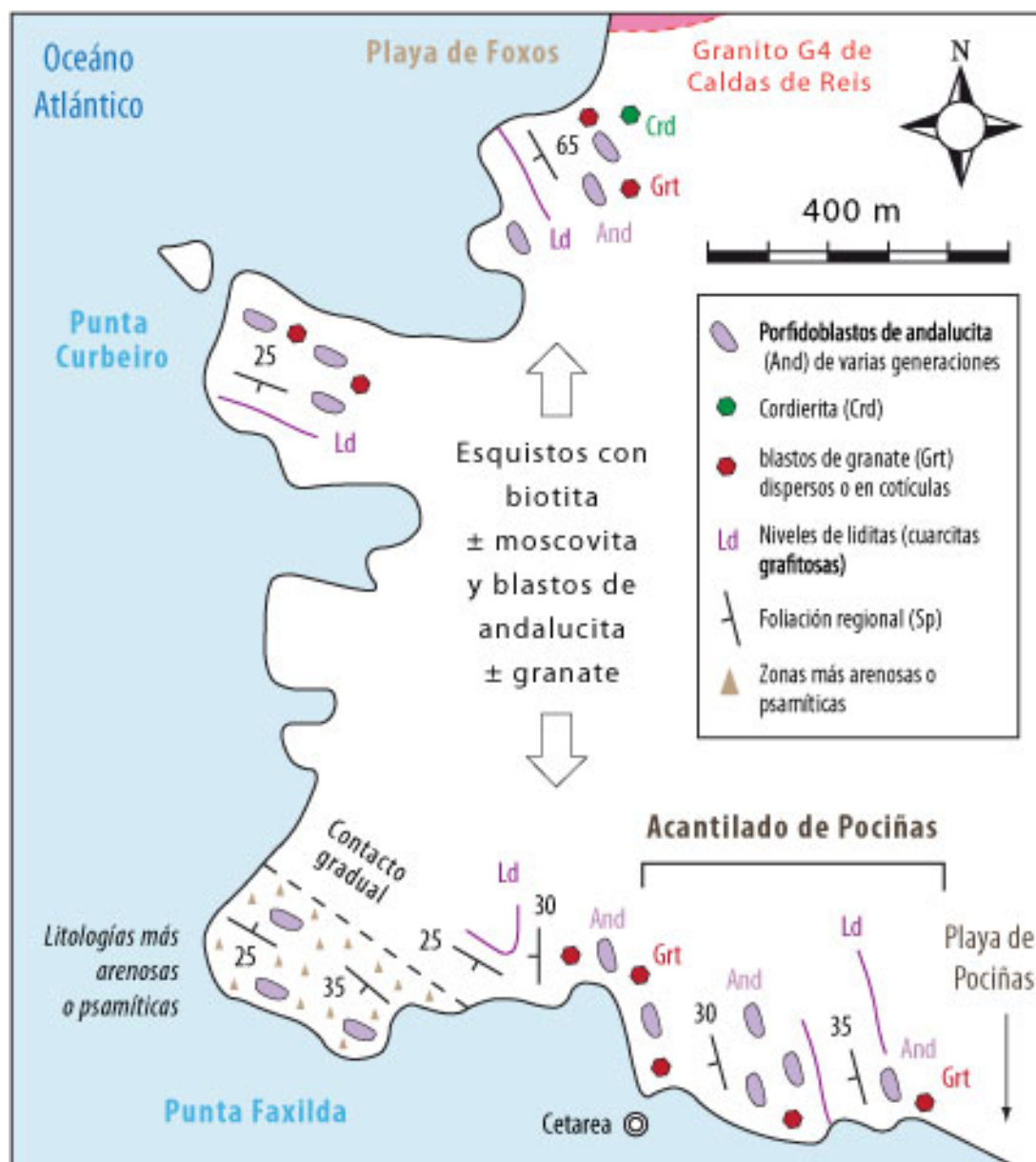
**Fig. 5.18.** Liditas, o cuarcitas grafitosas con abundantes pliegues e interferencias de pliegues. La naturaleza muy laminada de estas rocas especiales facilita su intenso plegamiento. Estas formaciones de liditas son bastante frecuentes a lo largo de todos los esquistos que afloran en toda esta costa al sur del contacto con el granito G4 de Caldas de Reis.

Las observaciones al microscopio óptico revelan la presencia de cuarzo y feldespatos (Pl) más una asociación de  $Bt + Ms + And + Grt \pm Crd$ .

En contraste con los xenolitos de la ermita de la Lanzada, bastante pobres en andalucita, en los afloramientos al sur de la playa de Foxos la andalucita tienen un amplio desarrollo y en bastantes casos está relacionada con fluidos intrusivos en la roca (venas de cuarzo). Una explicación estaría en algún factor composicional no observado que limitaría la estabilidad de esta fase en los xenolitos. Otra opción sería un lixiviado hidrotermal de aluminio en fluidos de elevada temperatura relacionados con el calor de la intrusión granítica. Este factor metasomático limitaría la estabilidad de la andalucita en los xenolitos y explicaría la relación frecuente de venas de cuarzo y andalucitas (las de naturaleza más tardía) observada en los esquistos al sur de la playa de Foxos.

## Parada 6. Metamorfismo en los Metasedimentos de la playa de Pociñas

Los metasedimentos de la zona de Pociñas, al sur del contacto con el granito G4 de Caldas de Reis, han sido descritas en las cartografías MAGNA (Mapa Geológico a escala 1:50.000 y derivados; Abril Hurtado, 1981; Abril Hurtado & Iglesias Ponce de León, 1985): se trata de esquistos con niveles de cuarcitas, esquistos micáceos y paragneises. Se atribuyen a un conjunto litológico de edad paleozoica indeterminada (Precámbrico-Silúrico).



**Fig. 5.19.** Mapa-esquema geológico del entorno de la playa y acantilado de Pociñas. Se incluye también toda la zona al N-NO hasta el límite norte con el granito postectónico (G4) de Caldas de Reis, en la zona de la Playa de Foxos-Ermita de la Lanzada. Salvo una zona de litologías más cuarcíticas o arenosas situada al oeste de Pociñas, el resto de materiales son esquistos con abundantes blastos y porfidoblastos de andalucita y granate. La abundancia modal de andalucita no parece tener grandes variaciones en esta zona exceptuando la zona más arenosa donde es algo más escasa. Hacia el sur-suroeste (Pociñas-Bascuas) sí se observa una reducción modal de andalucita.

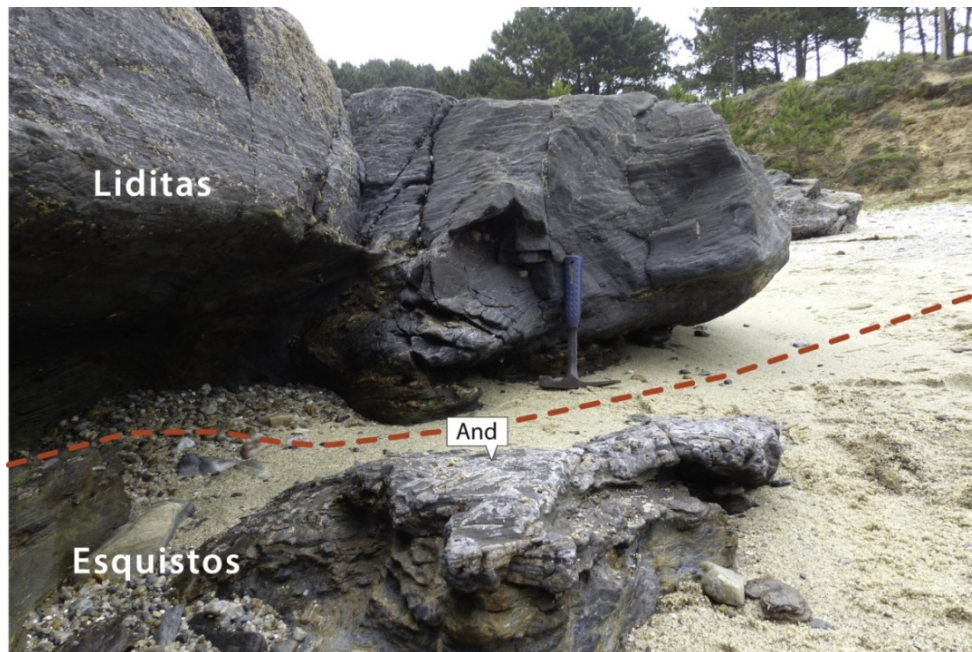
Parte de estos materiales han sido asignados al Ordovícico Superior-Silúrico por Martínez García y Fombella (1997) utilizando métodos de datación palinológica. En un estudio posterior, Piñán Llamas (1999) designa a estas rocas como Formación Pociñas y las describe como esquistos ricos en albita (Ab70-80%) y andalucita, con niveles de granate ricos en manganeso ("cotículas") con zonados internos de disminución de Fe-Mg hacia los núcleos e incremento en Ca y Mn (Fig. 5.20). En algunos casos, los bordes de los granates aparecen parcialmente transformados a biotita. La matriz está compuesta por cuarzo, feldespato, biotita, moscovita y óxidos de hierro (opacos).



**Fig. 5.20.** "Cotículas" de granates milimétricos de composición rica en MnO. La matriz adyacente está compuesta principalmente de cuarzo, biotita, moscovita y andalucita (zona norte de la playa de Pociñas).

En este trabajo también se mencionan finas intercalaciones de liditas (Fig. 5.21). En nuestro reconocimiento de campo hemos identificado varios niveles de liditas bastante replegados y similares a los descritos por Piñán Llamas (1999) para la formación adyacente (Fm. Bascuas). Unos de los aspectos mineralógicos más destacables es el gran desarrollo en tamaño y abundancia modal de las andalucitas (Fig. 5.22). En una estimación visual y mediante ayuda de un software de aproximación modal (ModeMaker) se ha calculado entre un 20-30% de andalucita total en algunos de los afloramientos. Localmente, en algunas zonas, la abundancia puede llegar a ser incluso mayor.





**Fig. 5.21.** Liditas (cuarcitas grafitosas) en contacto con esquistos ricos en andalucita típicos de la Formación Pociñas. Las liditas aparecen en capas de espesor variable (0.5-2 m) y en ocasiones fuertemente replegadas.



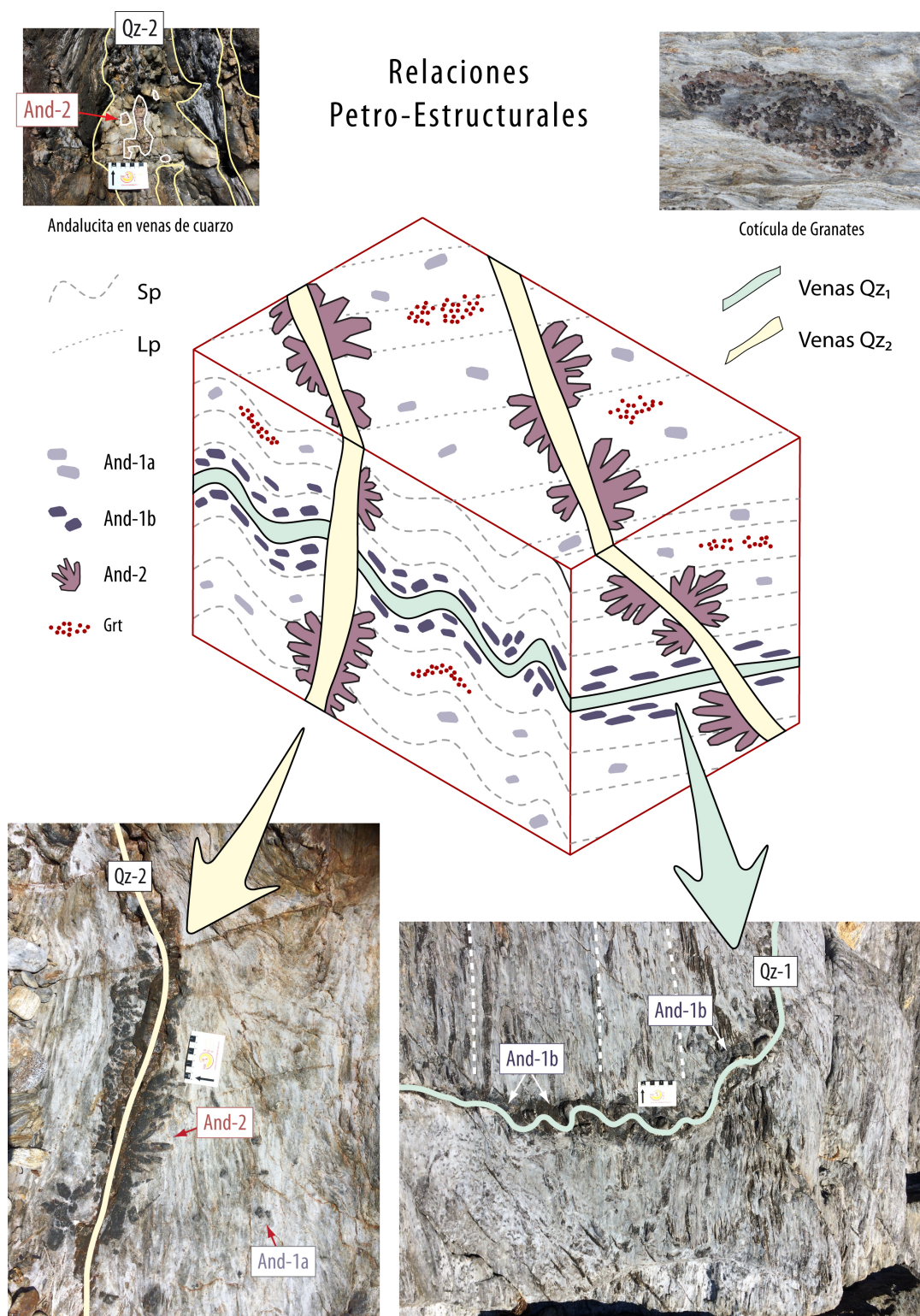
**Fig. 5.22.** Afloramiento en los acantilados al norte de la playa de Pociñas. La estimación de abundancia modal de andalucita es aproximadamente del 20% en este caso concreto. En afloramientos próximos de esta localidad esta cantidad modal fluctúa de forma notable.

Piñán Llamas (1999) relaciona la cristalización y desarrollo de andalucita al aporte de calor producido por el magmatismo granítico sintectónico (G1/G2). El efecto térmico de la última fase de magmatismo (G4), representada en la zona por el plutón de Caldas de Reis, también pudo contribuir al desarrollo de andalucita y granate en zonas próximas a su contacto (Cuesta, 1991; Piñán Llamas, 1999).



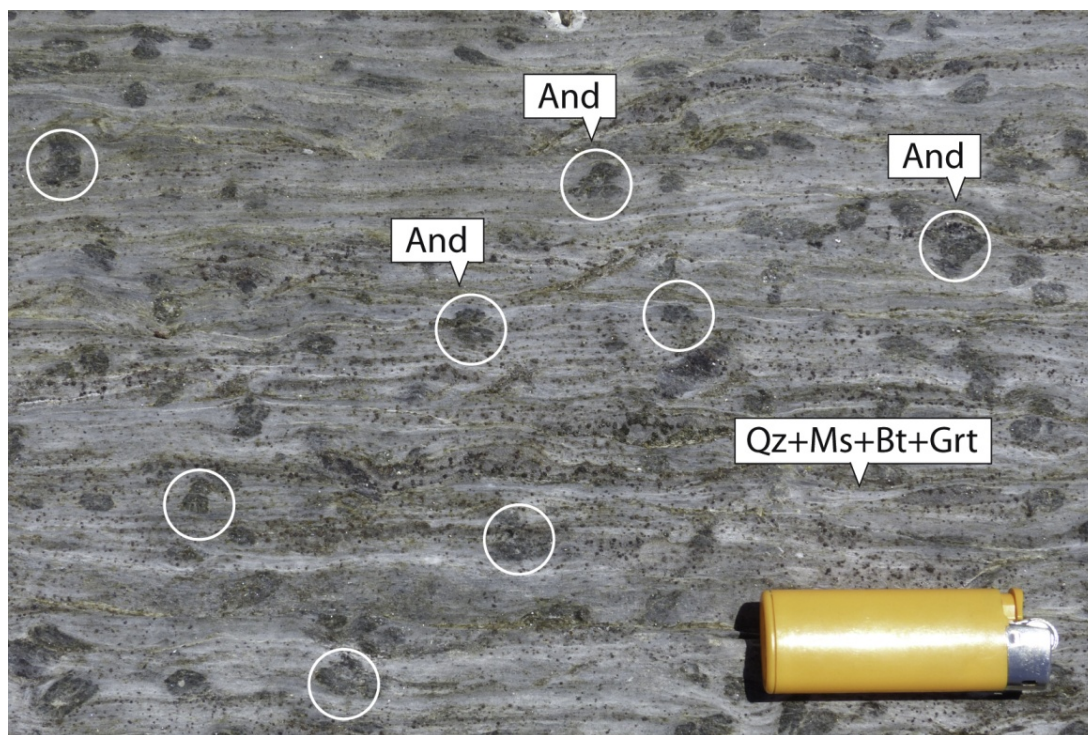
### *Relaciones entre porfidoblastos de andalucita, foliación y venas de cuarzo*

En el estudio de campo realizado se han podido diferenciar tres tipos de andalucitas en base a sus relaciones con la foliación de la roca y con las venas de cuarzo que la intruyen (Fig. 5.23):



**Fig. 5.23.** Relaciones petro-estructurales en los afloramientos de la Playa de Pociñas. Explicaciones en el texto.

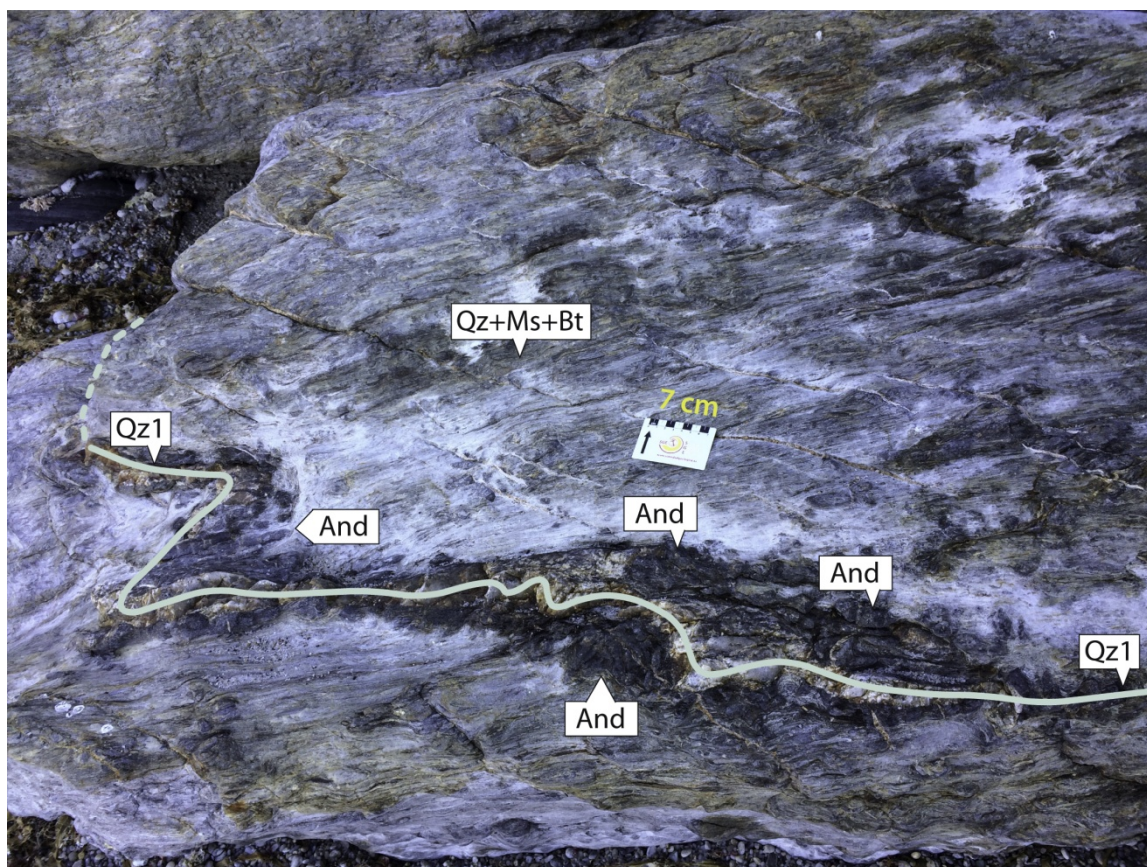
Las **andalucitas 1a** (And-1a) aparecen distribuidas más o menos uniformemente por toda la roca. Su abundancia modal es variable y puede oscilar entre el 5-10% aproximadamente. Su relación con la foliación de la roca es la de porfidoblastos pre- a sin-tectónicos ya que la foliación se comba ligeramente en el contorno del cristal. No obstante no se observan sombras de presión ni rastros de foliaciones internas (Fig. 5.24).



**Fig. 5.24.** Ejemplo de blastos de andalucita interpretados como del tipo And-1a, dispersos en la roca y sin aparente relación con venas de cuarzo (fluidos hidrotermales). Para visualizarlos mejor se han marcado algunos de ellos con círculos en blanco. En el resto de la roca, destacan los pequeños cristales de granate distribuidos más o menos homogéneamente. Suele ser más frecuente que aparezcan agrupados formando las denominadas "cotículas".

Las **andalucitas 1b** (And-1b) se encuentran asociadas a venas de cuarzo plegadas que son más o menos concordantes con la foliación principal, aunque en algunos casos se observan relaciones de corte (Fig. 5.25). Las venas muestran espesores y dimensiones bastante variables (milímetros a centímetros). El crecimiento de andalucita asociado da una apariencia de niveles composicionales diferentes de la propia roca. Estas andalucitas suelen aparecer formando conjuntos muy densos de cristales que pueden alcanzar grandes tamaños. La abundancia modal es difícil de estimar ya que su distribución no es homogénea. Como aproximación pueden representar entre 10-15% de la roca. Las relaciones de estos porfidoblastos con la foliación son difíciles de observar por la grandes concentraciones de cristales que obliteran cualquier traza de la foliación.

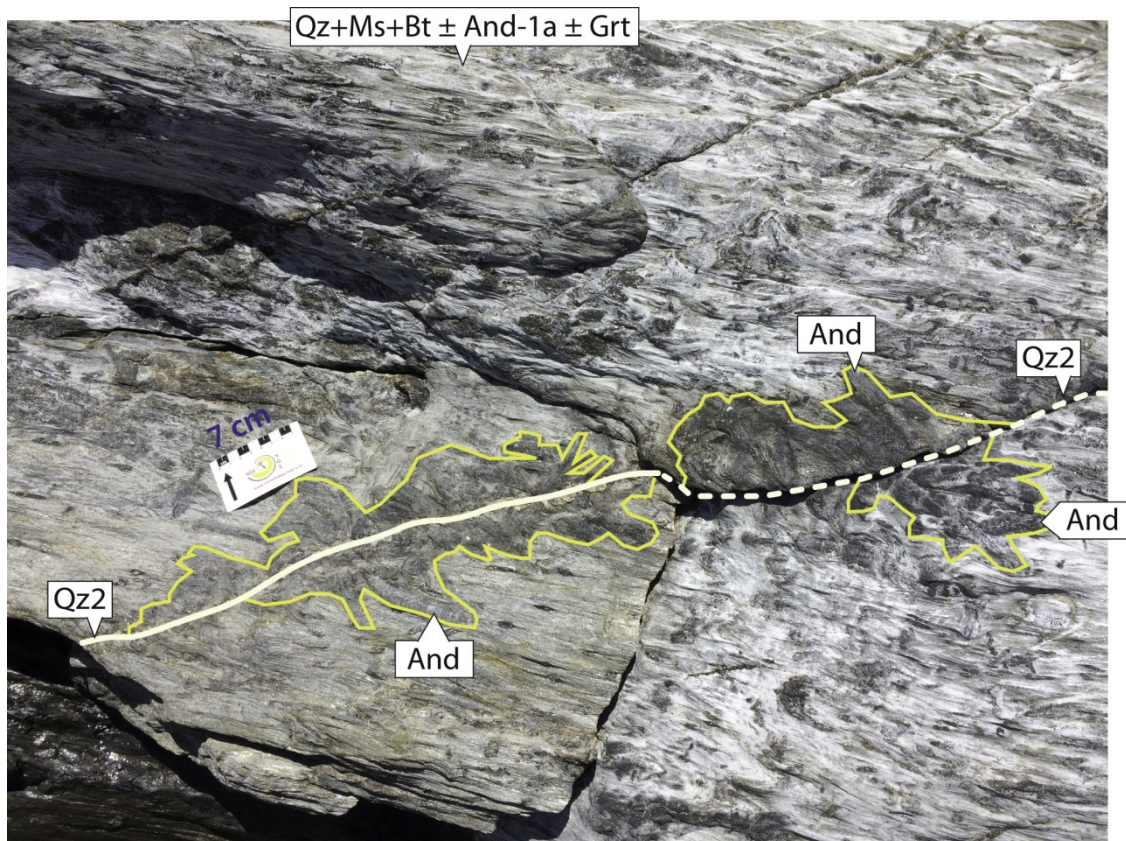




**Fig. 5.25.** Porfidoblastos de andalucita del tipo 1b (And-1b) asociados a una vena de cuarzo (Qz1) replegada y aproximadamente concordante con la foliación regional. Estas andalucitas alcanzan grandes tamaños y flanquean a las venas de cuarzo (Qz1). El resto de la rocas está formada principalmente por la asociación Qz+Ms+Bt aunque localmente puede aparecer blastos de And-1a y granate disperso en pequeños cristales o más frecuentemente formando "cotículas".

Las **andalucitas 2** (And-2) son similares a las anteriores (And-1b) aunque en este caso se asocian a venas de cuarzo más tardías que se encuentran cortando a las venas previas y a la foliación de la roca (Fig. 5.26). Sus dimensiones, como en el caso anterior, varían desde milimétricas a centimétricas en espesor. En el interior de estas venas se han identificado cristales de andalucita. Los porfidoblastos de andalucitas crecen radialmente desde la superficie de las venas y hacia el exterior, formando grandes acumulaciones de cristales en formas de drusa. La abundancia modal puede ser similar o ligeramente mayor que en el caso anterior  $\approx 12-18\%$  aproximadamente. La apariencia de estos cristales es de post-cinemáticos con respecto a la foliación principal.

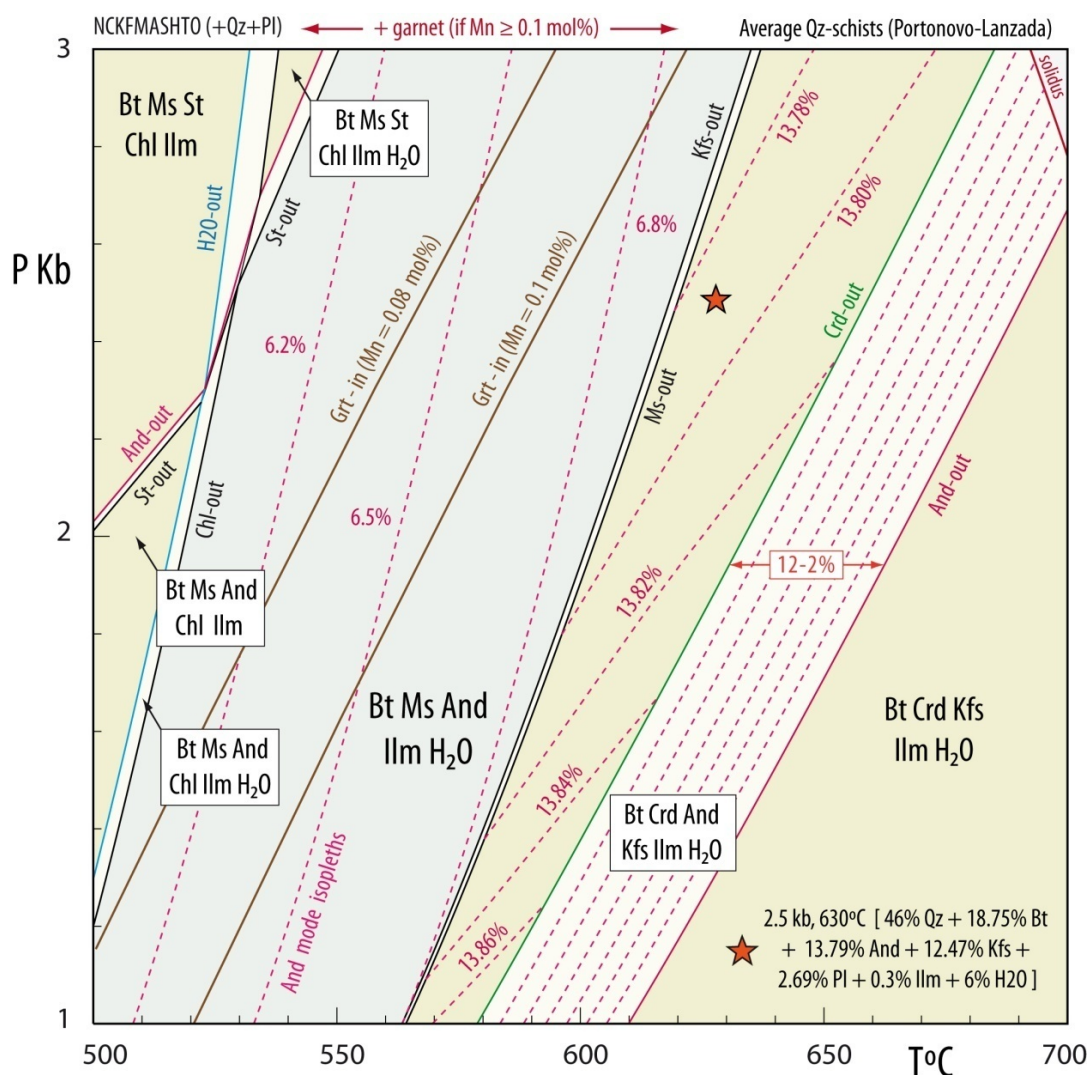




**Fig. 5.26.** Porfidoblastos de andalucita del tipo 2 (And-2) asociados a una vena de cuarzo tardía (Qz2) que corta a la foliación regional. Las andalucitas crecen longitudinalmente a partir de esta vena de cuarzo y se desarrollan hacia el exterior en forma de abanico o drusa. Esta forma de crecimiento de andalucita también se puede observar en algunas de las venas de cuarzo replegadas Qz1 (And-1b).

### *Condiciones de presión, temperatura y composición*

Para tratar de estudiar en más detalle el metamorfismo de estas rocas se ha realizado una pseudosección P-T (THERMOCALC 3.45i/ds.62; Holland y Powell, 2011) con la que intentamos reproducir la mineralogía observada y su abundancia modal, en especial la correspondiente a la andalucita. La composición de partida utilizada es una media de los metasedimentos esquistosos del Complejo Cabo D'Home-La Lanzada-Xuno procedente de la memoria de la hoja MAGNA de Pontevedra (nº 185). Para los diferentes minerales constituidos por soluciones sólidas se han utilizado las relaciones de actividad-composición (A-X) de White et al. (2014a). El resultado se muestra en la figura 5.27 donde además se han calculado las isopletras que describen la abundancia modal de la andalucita. Primero se ha trabajado en el sistema NCKFMASHTO. Posteriormente se recalculó la pseudosección introduciendo Mn y utilizando las relaciones A-X de White et al. (2014 b) con objeto de estudiar su influencia en la estabilidad del granate.



**Fig. 5.27.** Pseudosección P-T calculada con THERMOCALC para los esquistos de Complejo Cabo D'Home-La Lanzada-Xuno. (Qz: cuarzo; Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ms: moscovita; And: andalucita; Crd: cordierita; St: estauroлита; Grt: granate; Chl: clorita. Kfs: feldespato potásico. Ilm: ilmenita). Las líneas a trazos son las isoplethas de abundancia modal de andalucita. Las líneas marrones de Grt-in son las curvas de estabilidad de granate calculadas al añadir MnO a la composición. El campo marcado en tono verde claro corresponde a la paragénesis mineral coincidente con la observada.

El modelo reproduce la asociación mineralógica observada en los afloramientos de Pociñas (Qz+Pl+Bt+Ms+And±Grt) para unas condiciones de baja presión ( $\approx 1-3$  kbar) y temperaturas entre 500 y 620 °C. Por encima de 3-3.5 kbar, para este rango de temperaturas, el aluminosilicato estable es la sillimanita de la cual no hay constancia en estas litologías. Para generar granate compatible con andalucita en estas condiciones de baja presión es necesario que el contenido de MnO de la roca total sea al menos de 0.1 mol %. Con menores concentraciones la curva de estabilización de granate se desplaza a condiciones de mayor presión y menor temperatura. Aunque este modelo es efectivo para reproducir de forma cualitativa la mineralología observada,



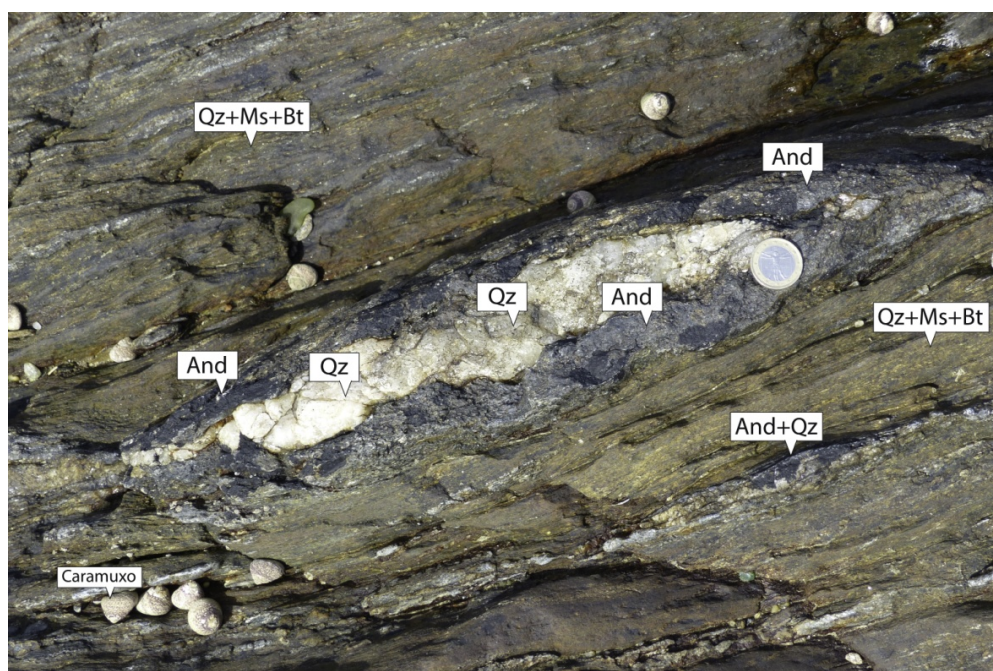
no consigue generar andalucita por encima de 6-7% de abundancia modal para el campo de estabilidad coincidente con la paragénesis mineral observada ( $Qz+Pl+Bt+Ms+And\pm Grt$ ).

En paralelo a este modelo se han calculado pseudosecciones con otras composiciones de partida, correspondientes a diversos materiales metapelíticos (Fm. Paraño, Fm. Nogueira, Fm. Ceán, Fm. Luarca y Complejo Esquisto-Grauváquico). En ninguno de los casos los porcentajes modales de andalucita obtenidos eran sustancialmente diferentes de los calculados para el Complejo de Cabo D'Home-La Lanzada-Xuno. Para que la modelización P-T pueda calcular porcentajes de andalucita mayores de 15-20%, similares a los observados, es necesario que la composición de partida sea bastante más rica en  $Al_2O_3$  y más pobre en  $SiO_2$ . En cálculos preliminares hemos establecido que sería necesaria una composición formada por un 40-60% de la composición utilizada y un 60-40% restante de una composición formada por  $SiO_2$  ( $\approx 25\%$ )+ $Al_2O_3$  ( $\approx 75\%$ ).

Por lo tanto, consideramos que una parte de la andalucita observada ( $\approx 6-7\%$ ) pudo haberse formado exclusivamente por el incremento de temperatura asociado al metamorfismo regional/de contacto (And-1a). El resto de andalucita (And-1b, And-2) hasta llegar a los porcentajes modales estimados de 20-30% ha tenido que formarse por causas adicionales que, bien podrían ser variaciones composicionales de las rocas, o bien serían aportes externos que modifiquen la composición de la roca:

a) Los metasedimentos/esquistos podrían contener, en este sector, abundantes niveles enriquecidos en  $Al_2O_3$ , al igual que otros niveles enriquecidos en MnO (Piñán Llamas, 1999). Se trataría de variaciones composicionales primarias relacionadas con el ambiente deposicional de las secuencias sedimentarias. Esta hipótesis presenta el inconveniente de que la composición requerida parece demasiado extrema en términos del contenido en aluminio y sílice como para representar un material sedimentario.

b) Otra posibilidad es que el  $Al_2O_3$  provenga de fluidos hidrotermales que, de forma más o menos penetrativa, hayan atravesado a la Formación Pociñas reaccionando y depositando andalucita. Este efecto se observa en esta y en otras localidades próximas donde la inyección de fluidos hidrotermales no es muy penetrativa y las venas de cuarzo que representan estos fluidos están, en su contacto con los esquistos, rodeadas por grandes cristales de andalucita (Fig. 5.28).



**Fig. 5.28.** Esquistos en los acantilados de Punta Sieira, al norte de Xuno (Península de Barbanza). Destacan las venas de cuarzo (posiblemente Qz1 en este caso) con coronas externas de grandes cristales de andalucita.

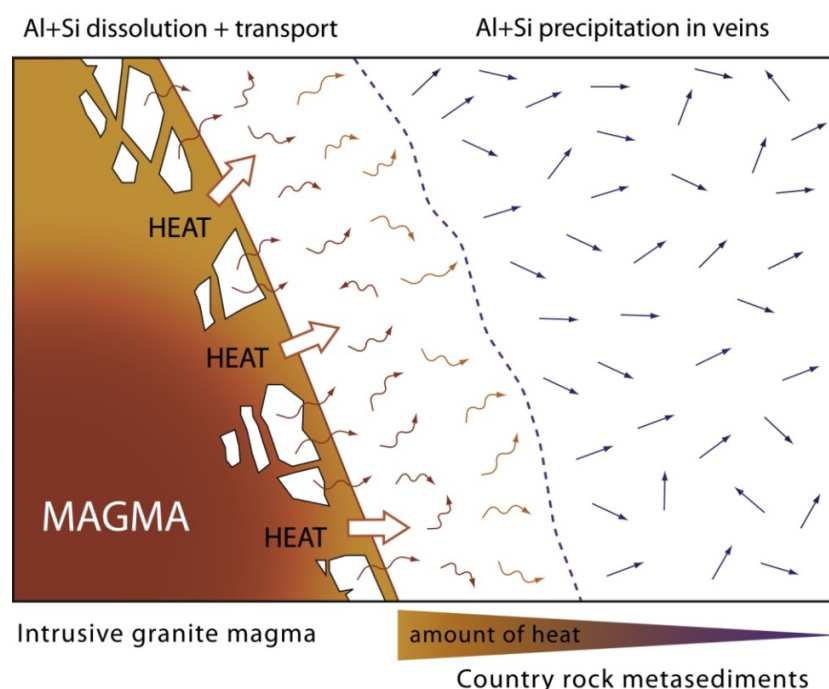
Debido a estas evidencias de campo, de inyección de fluidos hidrotermales y su relación espacial con la andalucita, consideramos que este esquema podría explicar el desarrollo de una parte de las andalucitas en la zona de Pociñas.

Aunque la movilidad del aluminio en episodios de metamorfismo y alteración hidrotermal se ha considerado tradicionalmente escasa, esta visión se ha puesto en duda por observaciones de venas ricas en aluminosilicatos en metapelitas, experimentos y modelos numéricos, que indican una mayor solubilidad de Al en condiciones de elevada presión y/o temperatura (Sepahi et al. 2004; Breitter et al. 2008 y referencias asociadas). Y se han propuesto procesos de enfriamiento isobárico y disminución de las condiciones de pH para explicar la precipitación de estas venas y la cristalización de aluminosilicatos (Breitter et al. 2008). Estos fluidos pueden proceder de reacciones de deshidratación dentro de las propias litologías esquistosas y, en este caso, el transporte de las venas y sus componentes (Si, Al) estaría en el rango de centímetros a escasos metros (Cesare, 1994). Otra opción es que los fluidos que forman las venas provengan de zonas más próximas a los focos de calor como son las intrusiones graníticas. En este caso, el transporte de las venas y sus componentes sería de cientos de metros.

La inyección de estos fluidos hidrotermales también produce una transferencia de

calor que pudo mantener en este entorno temperaturas por encima de los 500 °C. Dado que las intrusiones graníticas aparecen en afloramientos relativamente alejados (> 1km), la simple transmisión conductiva de calor no parece suficiente para producir el desarrollo tan extendido de andalucita.

En conclusión, teniendo en cuenta los trabajos previos así como nuestros datos y observaciones, consideramos que pudo haber una nucleación inicial de andalucita/sillimanita en condiciones sintectónicas, a una presión más elevada. Esto explicaría algunas de las relaciones petrográficas descritas (Piñán Llamas, 1999) y observaciones en otros afloramientos de metasedimentos en contacto con granitos sintectónicos (G1/2). Posteriormente, una parte importante del desarrollo de la asociación metamórfica de baja presión y alta temperatura (Qz+Pl+Bt+Ms+And±Grt), en especial el gran desarrollo de andalucita, se pudo deber al calor transferido de las intrusiones graníticas más tardías (G4), aquí relacionadas con el plutón de Caldas de Reis. El emplazamiento de este magma granítico tuvo lugar en condiciones de menor presión ( $\approx$  2-2.5 kbar, Cuesta 1991) y mayor temperatura, en comparación con los granitos de tipo-S sintectónicos (G2), lo que es coherente con la paragénesis observada en las rocas de Pociñas.



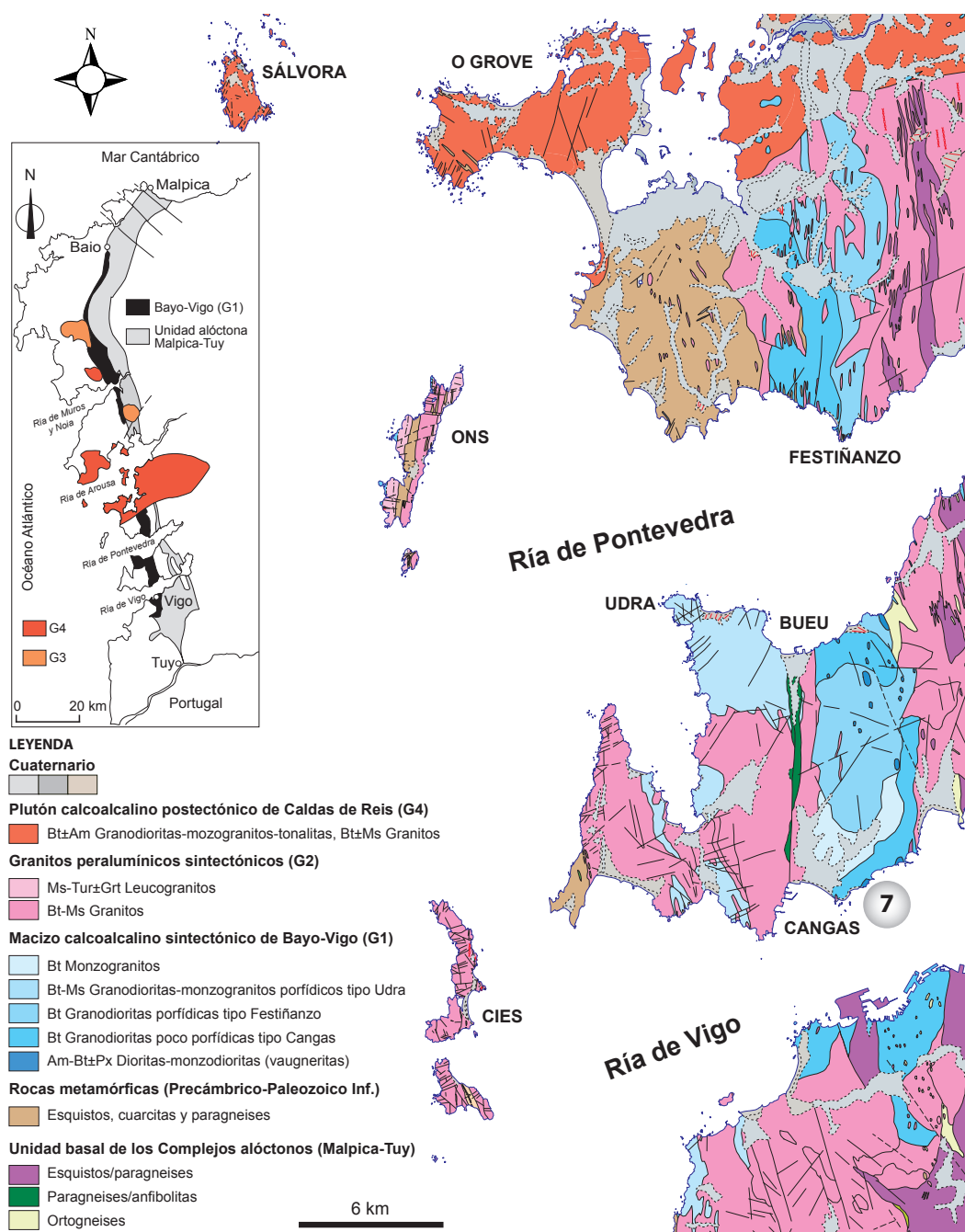
**Fig. 5.25.** Modelo conceptual de la formación y desarrollo de andalucita en las rocas encajantes del plutón de Caldas de Reis. En la zona más próxima al contacto los fluidos hidrotermales activados por el calor aportado por la intrusión disuelven parcialmente aluminio y sílice que son transportados hacia las zonas de menor temperatura, más exteriores respecto del contacto. Allí se inyectan de forma penetrativa en las rocas y debido al enfriamiento precipita y crece andalucita.



## 6. GRANITOIDES SINTECTÓNICOS CALCOALCALINOS (G1). COSTA OCCIDENTAL DE GALICIA

### El Macizo de “Granodioritas precoces” con rocas básicas asociadas de Baio-Vigo

Es un macizo de morfología muy alargada de más de 100 km de longitud y una anchura media de 4-6 km, aunque supera los 10 km considerando los afloramientos aislados en los granitos de dos micas (G2) que lo intruyen. Su trazado es concordante con las estructuras regionales variscas de este sector (Fig. 6.1).

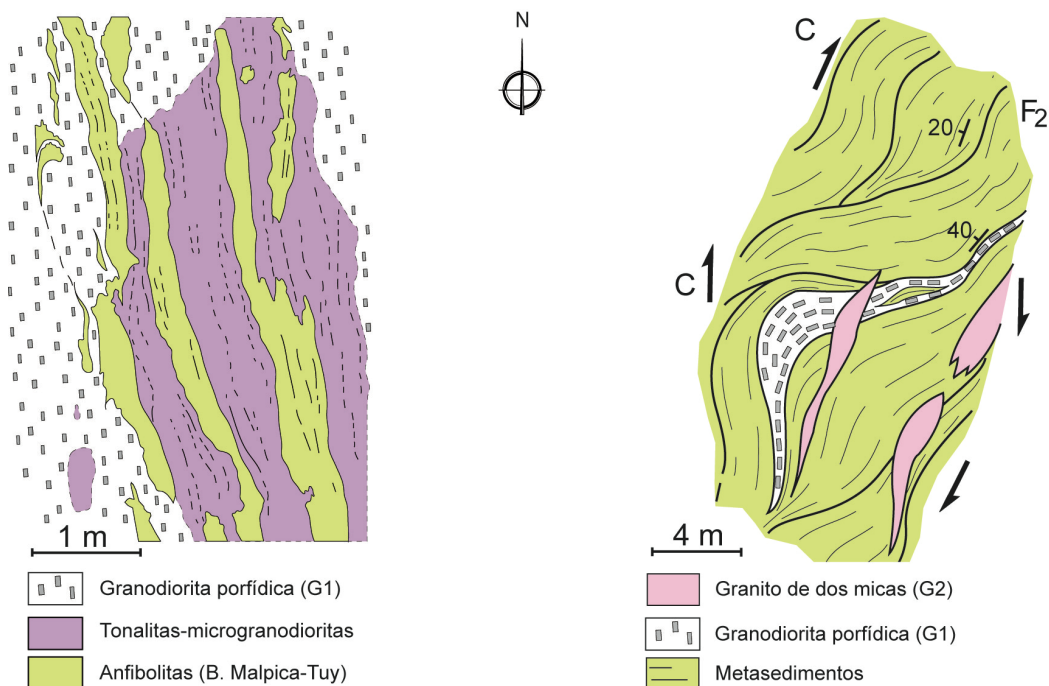


**Fig. 6.1.** Mapa geológico de las rías de Pontevedra y Vigo con la cartografía del sector sur del Macizo de “Granodioritas precoces” de Baio-Vigo y situación de la parada en las vaugneritas y “pasillos” de enclaves (Gallastegui, 1993, 2005; cartografía GEODE : IGME:www.igme.es. Link: <http://cuarzo.igme.es/sigeco/default.htm>).

La síntesis de este macizo está basada en Gallastegui (1983, 1993, 2005) y en numerosas referencias de otros autores incluidas en estos trabajos.

El macizo intruye en el contacto tectónico entre la Unidad o Banda Malpica-Tuy (Ortega y Gil Ibarguchi, 1983 y Arenas et al., 1986, respectivamente), unidad basal de alta presión de los “Complejos alóctonos”, y los metasedimentos Precámbrico-Paleozoico Inf. de la serie El Rosal-La Lanzada-Xuno (Abril Hurtado et al., 1985) que constituyen su autóctono relativo. Engloba numerosas septas de ambos materiales encajantes que mantienen su posición regional pudiendo seguirse su contacto dentro del macizo; también ha permitido a Floor (1966) prolongar dentro del macizo el contacto entre paragneises y ortogneises de la Banda Malpica-Tuy. La forma de intrusión en los materiales encajantes es en láminas frecuentemente concordantes con su foliación principal que en este sector corresponde a la fase 2 varisca (Fig. 6.2).

La edad, U-Pb (LA-ICP-MS) en circones, de las granodioritas es  $337.0 \pm 1.0$  Ma y de las vaugneritas asociadas  $339.3 \pm 1.2$  Ma (Gutiérrez-Alonso et al., 2018). Sin embargo, Rodríguez et al. (2007) obtienen una edad, U-Pb (ID-TIMS) en circones, de  $322.8 \pm 1.8$  Ma en vaugneritas de la parte norte del macizo y dataciones U-Pb en circones mediante SHRIMP proporcionan edades de  $326 \pm 3$  Ma para las granodioritas y  $328 \pm 2$  Ma para las vaugneritas (Montero y Bea, comunicación personal).

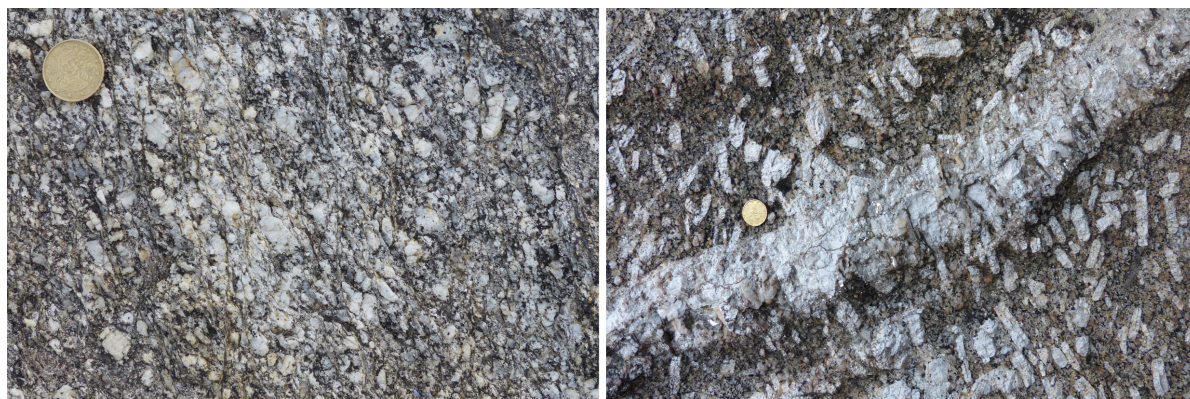


**Fig. 6.2.** Izquierda, foliación de granodioritas y tonalitas-microgranodioritas del macizo de Baio-Vigo paralela a los contactos y a la foliación interna de septas de ortoanfibolitas de la Banda Malpica-Tuy. Derecha, intrusión de granodiorita concordante con la foliación de fase 2 en metasedimentos de la serie El Rosal-La Lanzada-Xuno, ambos intruidos por granitos de dos micas, y deformación de todo el conjunto por cizallas (C) de F3.

Independiente de la edad, la intrusión del macizo, primer pulso magmático (G1) relacionado con la colisión continental varisca, es posterior al emplazamiento de los Complejos alóctonos y su autóctono relativo y anterior a la intrusión de los granitos de dos micas (G2). También es anterior a las cizallas verticales relacionadas con la tercera fase (F3) de deformación varisca (Iglesias y Choukroune, 1980) que por zonas deforman intensamente tanto a granodioritas como a granitos de dos micas (Fig. 6.2).

El macizo está constituido por granodioritas-monzogranitos porfídicos, en los que se distinguen tres facies denominadas Cangas, Festiñanzo y Udra, además de algunos monzogranitos, y un conjunto de rocas básicas-intermedias integrado por vaucleritas (Fig. 6.1). Las tres facies de granodioritas-monzogranitos tienen una morfología alargada paralela a la dirección mayor del macizo; Cangas y Festiñanzo ocupan la parte oriental y Udra la más occidental. Los monzogranitos forman un cuerpo de entidad cartográfica y pequeñas masas asociadas a las granodioritas. Las vaucleritas afloran en la parte más oriental del macizo como cuerpos discontinuos pero que en conjunto forman una banda paralela a su dirección mayor; su volumen aumenta en la prolongación del macizo al norte del plutón de Caldas de Reis (Arps, 1970).

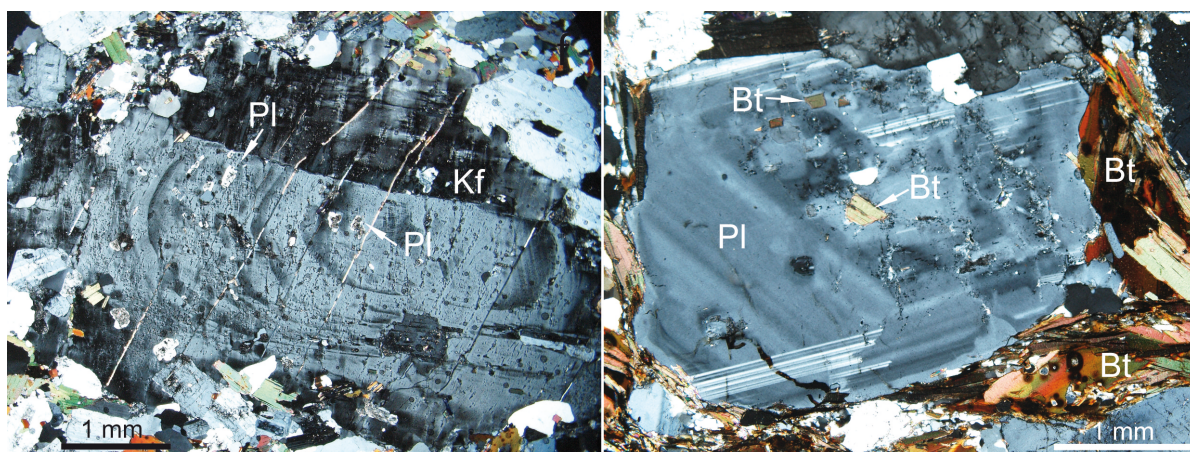
Las granodioritas-monzogranitos son de grano medio a muy grueso y su diferencia macroscópica más notable es el porcentaje y tamaño de los megacrismos de feldespato potásico. La facies Cangas contiene menos fenocrismos y de tamaño medio inferior a 2 cm, en Festiñanzo y Udra alcanzan 3-4 cm y 4-8 cm (hasta > 12 cm) respectivamente (Fig. 6.3). Las tres facies contienen enclaves microgranudos de tonalitas-microgranodioritas y Festiñanzo microenclaves dioríticos (< 2 cm) con contactos difusos. Udra contiene además microxenolitos angulosos y enclaves “*surmicaceous*”.



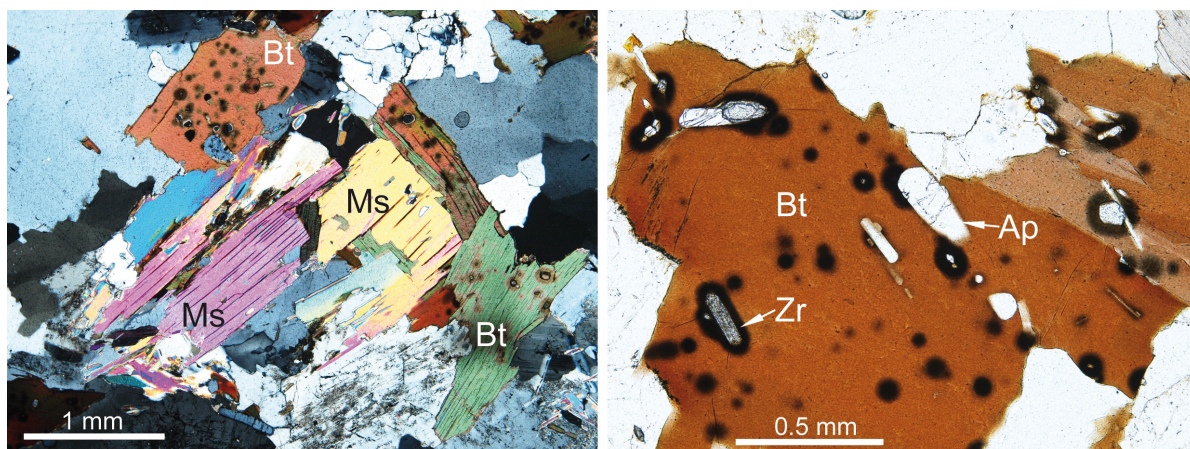
**Fig. 6.3.** Izquierda, granodioritas tipo Cangas con fenocrismos de feldespato potásico de tamaño medio inferior a 2 cm. Derecha, granodioritas tipo Udra con fenocrismos de feldespato potásico de más de 4 cm de tamaño medio.



Desde el punto de vista petrográfico, son rocas de matriz hipidiomórfica a alotriomórfica constituidas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita ± moscovita (Figs. 6.4 y 6.5), circón, apatito, allanita, xenotima, ilmenita ± sulfuros, con variaciones en el porcentaje y composición de los minerales entre las facies más orientales, Cangas y Festiñanzo, y la facies Udra que es la más occidental. Estas variaciones son, aumento del contenido en cuarzo (21-25% a 34%) y moscovita (0-1% a 3.6%), y disminución de plagioclasa (40-33%) y su contenido máximo en anortita (Cangas  $An_{51}$ , Festiñanzo  $An_{36}$ , Udra  $An_{31}$ ), así como de la biotita (20-12%) y su contenido en magnesio [ $Fe/(Fe+Mg) = 0.50$  a  $0.65$ ]. Un aspecto destacable es que en Festiñanzo y Udra todo el feldespato potásico se encuentra como fenocristales; no contienen feldespato potásico en la matriz. En los monzogranitos, la matriz es alotriomórfica y además del mayor contenido en feldespato potásico, la biotita puede ser accesoria y alcanza un contenido medio del 7%.



**Fig. 6.4.** Izquierda, vista parcial de un fenocristal de feldespato potásico con varios periodos de crecimiento marcados por inclusiones de plagioclasa. Derecha, cristal de plagioclasa con zonado a parches en el núcleo.



**Fig. 6.5.** Izquierda, biotitas muy ricas en inclusiones con halos pleocroicos y moscovita en la facies Udra. Derecha, biotitas ricas en MgO con inclusiones de circón, apatito y halos de minerales no identificables en la facies Cangas.

Las vauagneritas biotítico-anfibólicas (rocas de alto contenido en MgO y K<sub>2</sub>O) presentan una gran diversidad de aspectos, incluso en un mismo afloramiento, con cambios de color, tamaño de grano de fino a grueso o de tendencia pegmatoide, texturas equigranulares, heterogranulares, de tendencia porfídica, moteadas y, como rasgo muy característico, desarrollo de cristales de biotita que pueden alcanzar los 5 cm. Incluyen una amplia variedad de términos, desde escasas rocas máficas (gabros y leucogabros hornbléndico-piroxénicos) hasta granodioritas melanocráticas, aunque las más comunes son cuarzodioritas y cuarzomonzodioritas. El resto de rocas de este conjunto son tonalitas y microgranodioritas biotíticas que pueden encontrarse bandeadas con las vauagneritas, como enclaves microgranudos dispersos en las granodioritas y como enjambres o “pasillos” de enclaves. La petrografía de estas rocas será descrita a continuación en la parada que se realizará en la excursión de campo.

Finalmente, la variación composicional de las facies granodioríticas de morfología alargada paralela a la dimensión mayor del macizo, la ubicación de las rocas básicas en la parte más oriental formando una banda discontinua pero paralela también a su dirección mayor, y la forma de intrusión en los materiales encajantes, permite considerar al macizo de Baio-Vigo como un cuerpo laminar que evoluciona de este a oeste hacia términos más evolucionados o diferenciados.



## Parada 7. Vaugneritas y “pasillos” de enclaves microgranudos

En la Ría de Vigo, entre Cangas de Morrazo y Moaña (Fig. 6.6) se encuentran varios “pasillos” de enclaves microgranudos, generalmente con potencias inferiores a 5 m, englobados en un monzogranito que intruye en las granodioritas tipo Cangas.



**Fig. 6.6.** Mapa geológico con la situación de las vaugneritas y el “pasillo” de enclaves de la Punta Niño do Corvo.

Una excepción es el “pasillo” de enclaves de la punta Niño do Corvo que tiene una potencia de  $\approx 80\text{-}100$  m (Fig. 6.7) y el monzogranito que engloba los enclaves intruye en las vaugneritas (Gallastegui, 1983, 1993, 2005).



**Fig. 6.7.** Vista general del “pasillo” de enclaves de la punta Niño do Corvo.

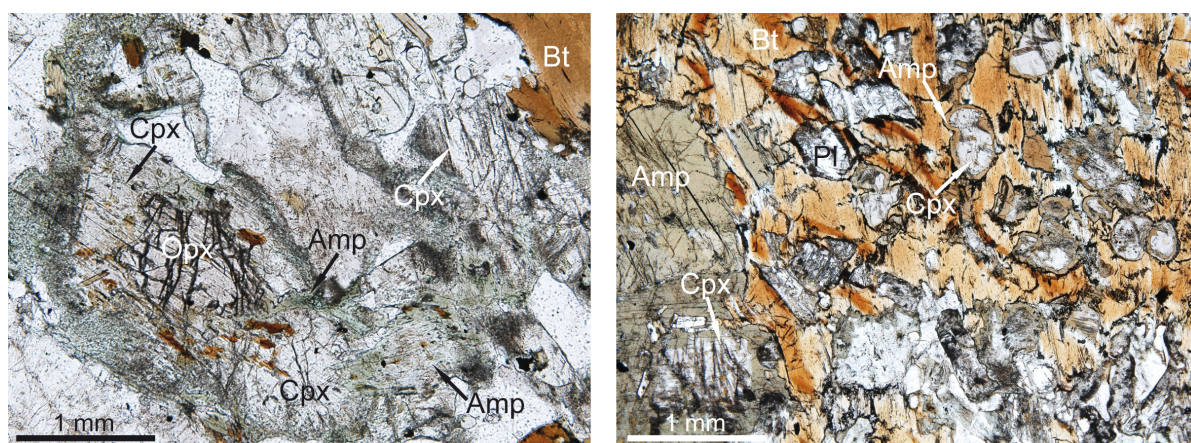


## Litologías: Vaugneritas, monzogranito y enclaves microgranudos.

### *Vaugneritas*

Presentan un aspecto muy variable por cambios de tamaño de grano, variaciones de color debidos al porcentaje relativo y distribución de las fracciones fémica y leucocrática, y variaciones texturales por diferencias en el hábito y disposición de los minerales.

Son rocas de textura hipidiomórfica, alotriomórfica, pseudo-dolerítica, intersertal o de tendencia porfídica, constituidas por plagioclasa (18-54%), biotita (12-36%), anfíbol (hasta un 36%), cuarzo (1-20%),  $\pm$  clinopiroxeno (<3%),  $\pm$  feldespato potásico (0-23%), apatito, circón, allanita, titanita, ilmenita, magnetita, cromita-cromoespinela y sulfuros. Las vaugneritas máficas contienen también ortopiroxeno, que junto con el clinopiroxeno alcanzan porcentajes del 13% (Fig. 6.8).

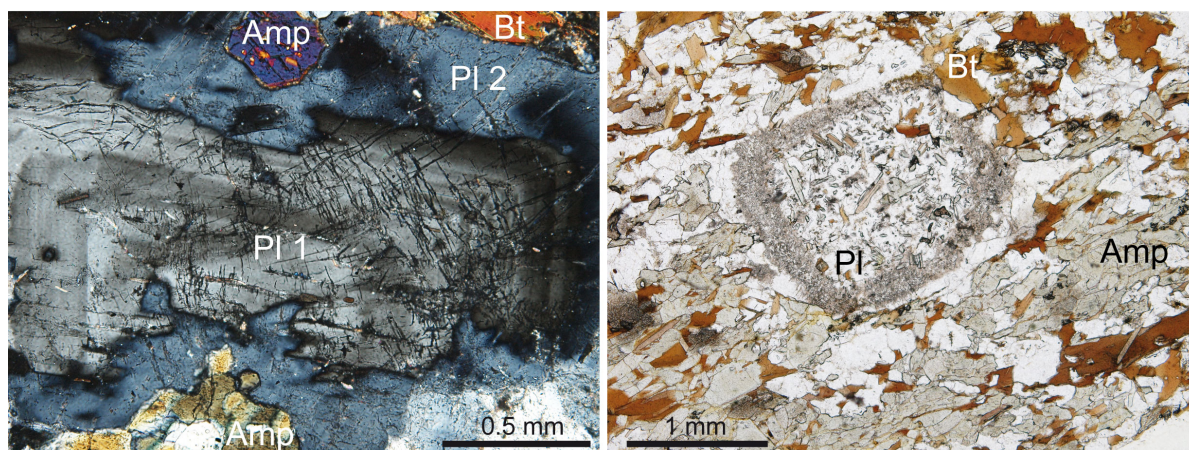


**Fig. 6.8.** Aspectos petrográficos de las vaugneritas máficas. Izquierda, ortopiroxeno incluido en clinopiroxeno parcialmente sustituido por hornblenda actinolítica-actinolita. Derecha, relictos de clinopiroxeno en Mg-hastingsita incluido junto con plagioclasas en un gran cristal poiquilítico de biotita magnesiana.

El anfíbol puede formar agregados que le confieren a la roca un aspecto moteado. Incluye relictos de clinopiroxeno, plagioclasa, biotita, cuarzo goticular, titanita y allanita. También forma *clots* con inclusiones de cromita, cromoespinela y biotita que representan pseudomorfos de piroxeno u olivino (Castro et al., 1990, entre otros autores citados en Gallastegui, 2005). Son anfíboles cálcicos ricos en MgO, hornblenda actinolítica-actinolita, en las rocas máficas Mg-hastingsita (Fig. 6.8), y pobres en Al y Ti que, excepto la Mg-hastingsita, se han formado o reequilibrado en condiciones *subsolidus* a relativa poca profundidad. La biotita es rica en MgO y contiene inclusiones de anfíbol, apatito, allanita, titanita, opacos y circón. Las plagioclasas (An<sub>51-28</sub>) tienen

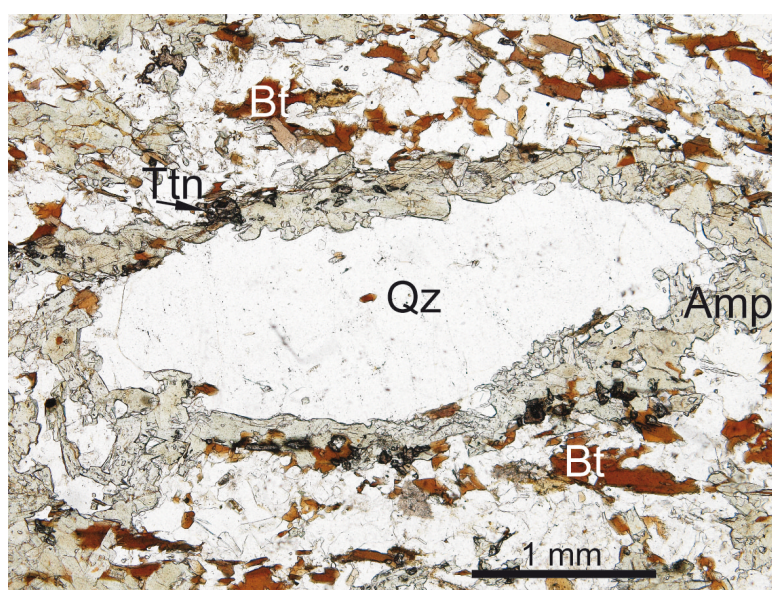


zonados complejos e incluyen plagioclasas más cálcicas ( $An_{61}$ ) corroídas. Pueden formar fenocristales con núcleos poiquilíticos ( $An_{44-37}$ ), con inclusiones de anfíbol, biotita, titanita y cuarzo, separados del borde ( $An_{41-31}$ ) por un anillo de composición  $An_{60-50}$  (Fig. 6.9); en las rocas máficas el contenido en anortita es  $An_{80-62}$ . El cuarzo y el feldespato potásico tienen un reparto muy irregular. El contenido de feldespato potásico aumenta en zonas de contacto con las granodioritas y monzogranitos donde puede encontrarse como fenocristales que representarían xenocristales.



**Fig. 6.9.** Izquierda, plagioclasa cálcica (Pl 1) corroída por plagioclasa más sódica (Pl 2). Derecha, fenocristal de plagioclasa con núcleo poiquilítico muy rico en inclusiones de anfíbol, biotita, titanita y cuarzo, separado del borde exento de inclusiones por un anillo más cálcico alterado.

Es característico en las vaugneritas, y observable en el afloramiento, la presencia de “ocelos” de cuarzo con coronas de anfíbol (Fig. 6.10), *clots* de anfíbol y titanitas estictolíticas, en ambos casos rodeados por coronas leucocráticas.



**Fig. 6.10.** Ocelo de cuarzo con corona de anfíbol asociado a titanita y biotita.



### *Enclaves microgranudos*

En el “pasillo” de enclaves son frecuentes los enclaves que engloban otros de menor tamaño (Fig. 6.11). Los enclaves de menor tamaño son tonalitas muy ricas en biotita y tamaño de grano muy fino y homogéneo, aunque destacan en tamaño “ocelos” de cuarzo con coronas de biotita y también algunas plagioclasas. Estos enclaves se encuentran englobados en otros también tonalíticos de color más claro y con agregados lenticulares de biotita de 1-1.5 cm que les confiere un aspecto moteado. Contienen mayor porcentaje de “ocelos” de cuarzo y de plagioclasas que destacan en tamaño. Ambos tipos de enclaves tonalíticos pueden estar englobados en otros de color más claro, textura porfídica y composición granodiorítica.



**Fig. 6.11.** Enclaves que engloban otros de menor tamaño orientados paralelamente a su dirección mayor (dobles enclaves).

Los enclaves, de textura hipidiomórfica, alotriomórfica o porfídica, están constituidos por cuarzo, biotita, plagioclasa,  $\pm$  feldespato potásico, circón, apatito, allanita y opacos. El porcentaje de plagioclasa ( $An_{39-24}$ ) disminuye de 60% a 30% en los enclaves granodioríticos. Pueden formar fenocristales, similares a los de las vaugneritas, con núcleos poiquilíticos ricos en inclusiones biotita, separados del bode por anillos de composición algo más anortítica. El porcentaje de cuarzo es de 12-29% y el feldespato potásico llega al 30% en los enclaves granodioríticos. La biotita es rica en MgO y su contenido disminuye de un 50% a 30% en los enclaves granodioríticos.



### *Monzogranito encajante del “pasillo” de enclaves*

Es una roca de grano grueso a muy grueso con fenocristales dispersos de feldespato potásico, de 2-5 cm de tamaño medio y ocasionalmente hasta de 12 cm. Presenta bastantes irregularidades con zonas donde disminuye el tamaño de grano y otras donde cuarzo, feldespato potásico ( $\pm$  turmalina) forman acumulaciones pegmatoides. La biotita puede formar agregados lenticulares de hasta 1.5 cm. La textura es alotriomórfica heterogranular y de tendencia porfídica por los fenocristales de feldespato potásico y en menor medida también de plagioclasa. Está constituido por cuarzo (30% v.m), feldespato potásico (25% v.m), plagioclasa  $An_{23-17}$  (36% v.m), biotita rica en MgO (7% v.m), apatito, circón, allanita, xenotima, opacos,  $\pm$  turmalina.

### **Relaciones de campo y procesos de interacción entre las diferentes litologías**

Las vaucleritas son de color oscuro, aspecto gabroide y equigranulares, aunque las biotitas pueden desarrollar cristales de mayor tamaño con disposición palmeada. Destacan en tamaño *clots* de anfíbol y “ocelos” de cuarzo con coronas de anfíbol y contienen enclaves de color más oscuro y diferentes tamaños (Fig. 6.12).



**Fig. 6.12.** Vaucleritas de aspecto gabroide con enclaves de color más oscuro, más o menos redondeados y de diferentes tamaños.



En otros casos las vaugneritas presentan un color más claro, por un aumento de la fracción leucócrata, y contienen abundantes enclaves orientados de color gris más oscuro. Tanto la vaugnerita como los enclaves tienen un aspecto moteado debido a la abundancia de agregados de anfíbol que destacan en tamaño (Fig. 6.13).



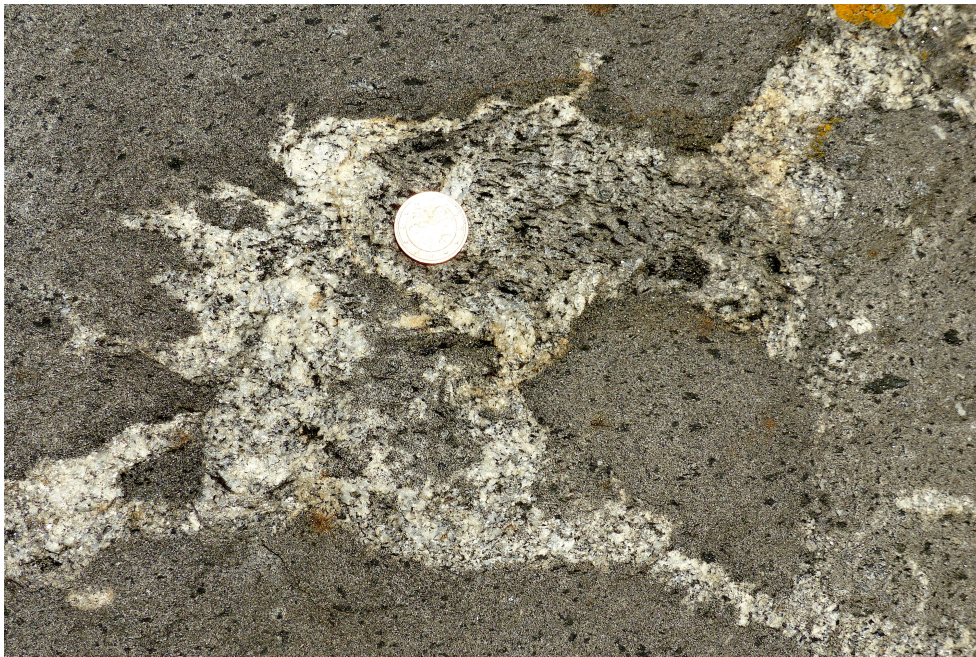
**Fig. 6.13.** Aspecto de las vaugneritas de color gris claro con abundantes enclaves en los que destacan agregados de anfíbol.

En las proximidades del “pasillo de enclaves” las vaugneritas están intruidas por una profusa red de diques, venas o inyecciones leucocráticas. Los diques tienen contactos netos y pueden superar el metro de potencia aunque predominan los de 30-40 cm de espesor. Las venas o inyecciones leucocráticas tienen una morfología muy irregular y contactos netos o difusos. Brechifican a la vaugnerita incorporando fragmentos a modo de enclaves a la vez que se disgregan en ella. Parte de las venas parecen corresponder por su aspecto textural al monzogranito huésped de los enclaves, pero en otros casos ofrecen un aspecto más propio de segregados que podrían estar directamente relacionados con el magma básico, constituyendo según Montel y Weisbrod (1986) fundidos vaugneríticos residuales (Figs. 6.14 y 6.15).





**Fig. 6.14.** Inyecciones con contactos difusos, que parecen corresponder al monzogranito con fenocristales de feldespato potásico dispersos. Fragmentan las vaugneritas y se diluyen en ellas.



**Fig. 6.15.** Inyecciones leucocráticas con contactos difusos que se mezclan y disgregan en la vaugnerita ¿segregados, líquidos vaugneríticos residuales? Destaca también el aspecto moteado, por la abundancia de agregados de anfíbol, que caracteriza a las vaugneritas de grano más fino.

El contacto de las vaugneritas con el “pasillo” de enclaves es complejo. Los enclaves se encuentran englobados tanto en la vaugnerita como en el monzogranito y su disposición y orientación es oblicua a la dirección del contacto (Fig. 6. 16). A una



distancia de más de un metro del contacto la vauernerita presenta un color más claro y contiene fenocristales de feldespato potásico. Su composición varía de una cuarzdiorita en las zonas más alejadas al “pasillo” de enclaves hasta una granodiorita melanocrática en las proximidades del contacto (Fig. 6.17)



**Fig. 6.16.** Vista general del contacto de las vauerneritas con el “pasillo” de enclaves”



**Fig. 6.17.** Detalle del contacto anterior donde se observan fenocristales de feldespato potásico en las vauerneritas; el monzogranito presenta zonas de tendencia pegmatóide.



Los enclaves pueden ser subredondeados, elipsoidales o muy irregulares; en este último caso son como piezas de un *puzzle* de manera que el contorno de un enclave encaja con el de los enclaves próximos. También pueden adaptar sus formas a la de los enclaves contiguos. Los contactos con el monzogranito pueden ser netos, pero predominan los contactos lobulados o sinuosos, descritos como “*contactos crenulados*” (Castro et al. et al., 1990, entre otros muchos autores; referencias en Gallastegui, 2005), en ambos casos con bordes marcados por acumulaciones biotíticas. También son frecuentes los contactos difusos en los que se producen mezclas con el monzogranito adquiriendo los enclaves un aspecto porfídico y enclaves con bordes desflecados que se disgregan en el monzogranito (Fig. 6.18).



**Fig. 6.18.** Aspecto de los enclaves con formas más o menos irregulares, bordes netos o lobulados y foliación interna marcada por agregados biotíticos.

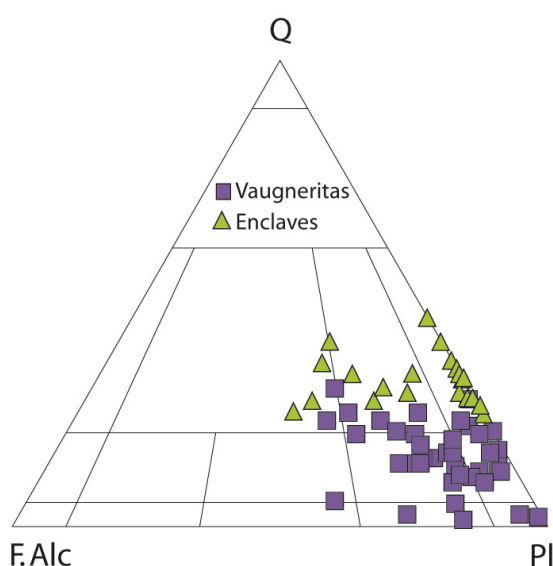
Los enclaves tienen una foliación interna puesta de manifiesto por la orientación de agregados biotíticos que se amolda siempre a su forma externa de manera que cuando los enclaves están curvados o aplastados su foliación interna se curva o aplasta. La foliación se sigue de unos enclaves a otros afectando también al monzogranito (Fig. 6.18).

Todo ello indica un estado plástico de los enclaves cuando fueron incorporados en el magma granítico.

### ***Consideraciones sobre la asociación vaugneritas y granodioritas-monzogranitos***

Las relaciones entre vaugneritas, enclaves microgranudos y monzogranitos observadas en el afloramiento, y entre vaugneritas y granodioritas en otros sectores del macizo de Baio-Vigo, ponen de manifiesto un emplazamiento simultáneo de los magmas básicos y ácidos, común en otros macizos de vaugneritas (Gil Ibarguchi, 1980 y referencias en Gallastegui, 2005), y que en nuestro caso corroboran las edades absolutas recientes (Gutiérrez-Alonso et al., 2018; Montero y Bea, comunicación personal).

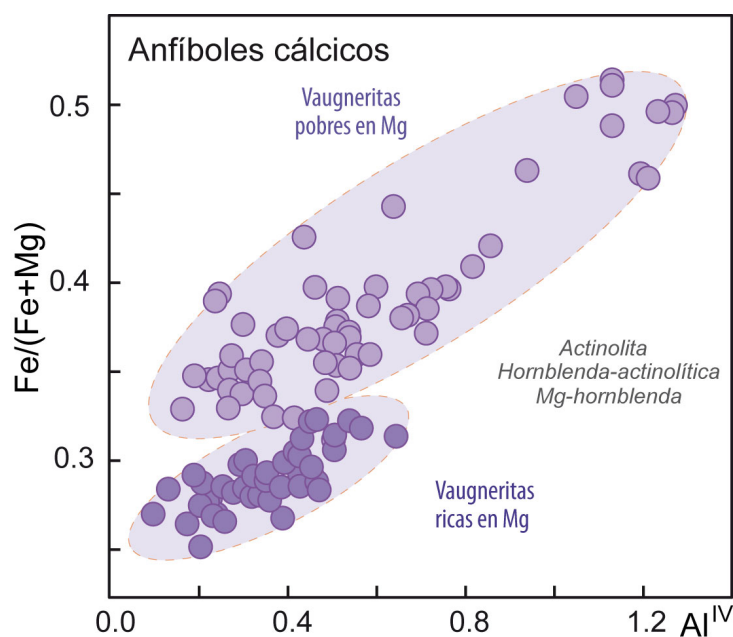
La diversidad de rocas y texturas en el conjunto básico-intermedio es un carácter intrínseco a las vaugneritas. Esta amplia variedad composicional y textural, es común en las vaugneritas que se encuentran a lo largo del macizo varisco europeo y, como en el caso de Baio-Vigo, es interpretada como resultado de la mezcla con los magmas graníticos con los que se encuentran asociadas (Gallastegui, 2005 y referencias incluidas). Del mismo modo la deriva de los enclaves hacia composiciones granodioríticas son debidas en parte a procesos de mezcla previos (dobles enclaves) y a los que tienen lugar con el monzogranito que los engloba (Fig. 6.19).



**Fig. 6.19.** Composición modal de las rocas básicas-intermedias. No se incluyen las vaugneritas máficas, clasificadas en el diagrama (PI-Px-Amp) como gabros hornbléndico-piroxénicos

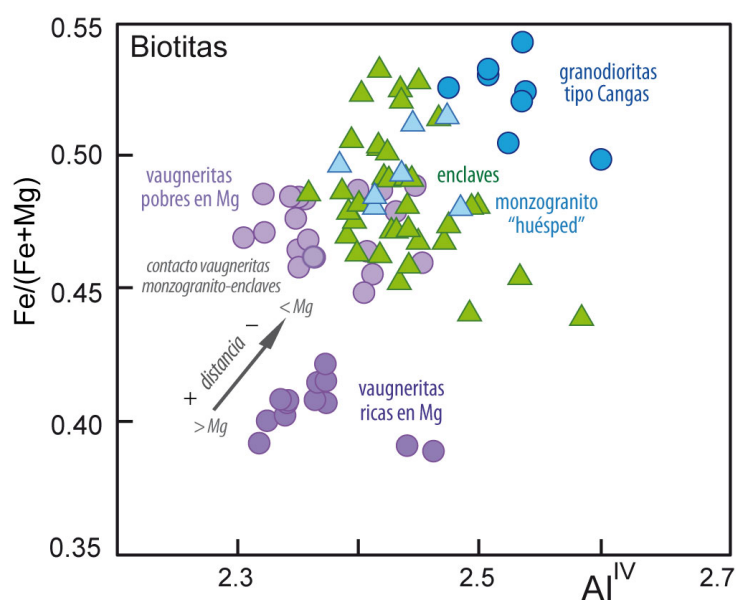
El cambio de composición de las vaugneritas en la Punta Niño do Corvo, desde cuarzodioritas en las zonas más alejadas del conjunto monzogranito-enclaves hasta melanogranodioritas en las proximidades del contacto, lleva asociado una disminución del contenido en magnesio en roca total y también de sus anfíboles y biotitas. Este hecho es común en otros sectores del macizo de Baio-Vigo (Fig. 6. 20).





**Fig. 6.20.** Disminución del contenido en Mg de los anfíboles de las vaugneritas en las proximidades del contacto monzogranito-enclaves en la Punta Niño do Corvo y en zonas de contacto y mezcla con las granodioritas porfídicas en otros sectores del macizo.

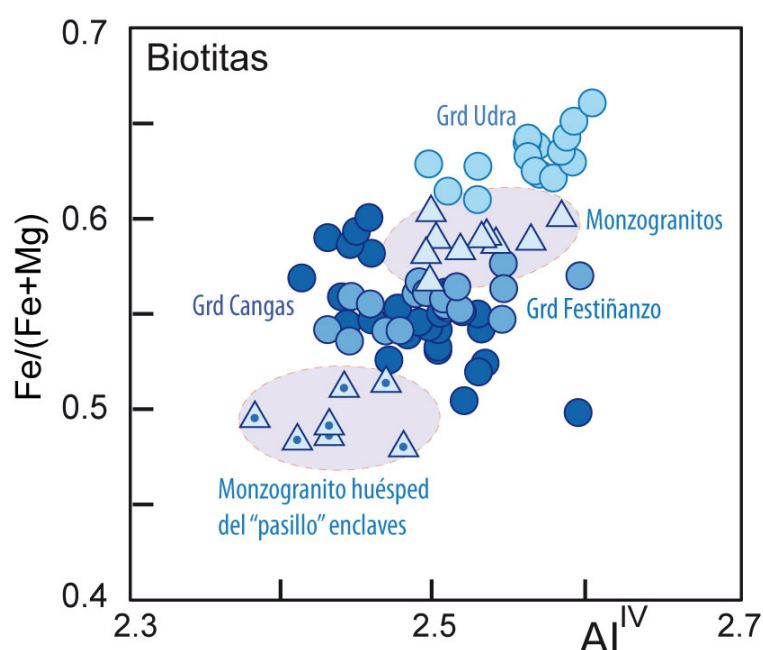
Las biotitas de las vaugneritas también muestran una disminución del contenido en magnesio desde las zonas más alejadas a las más próximas al contacto monzogranito-enclaves donde quedan solapadas con las biotitas de los enclaves y del monzogranito (Fig. 6.21).



**Fig. 6.21.** Disminución del contenido en Mg de las biotitas en las vaugneritas con la distancia al contacto con en conjunto monzogranito-enclaves en la Punta Niño do Corvo.

Otra evidencia de las variaciones composicionales provocadas por la interacción entre los magmas básicos y ácidos es el caso del monzogranito huésped de los enclaves que

contiene las biotitas más ricas en magnesio de todo el conjunto de granodioritas-monzogranitos (Fig. 6.22) y su única diferencia es su asociación con las vaugneritas y los enclaves que engloba.



**Fig. 6.22.** Composición de las biotitas de las granodioritas y monzogranitos del Macizo de Baio-Vigo.

Muchas de las características petrográficas y mineralógicas de las rocas básicas-intermedias del macizo de Baio-Vigo, vaugneritas y enclaves microgranudos, ponen de manifiesto su carácter híbrido, común también en las vaugneritas del macizo varisco europeo; como la presencia de xenocristales, minerales en desequilibrio y etapas diferentes de cristalización dentro de una misma roca. Las plagioclasas complejas con núcleos poiquilíticos separados del borde por anillos cálcicos son según Clemens y Bezuidenhout (2014) xenocristales. Otros xenocristales serían los fenocristales de feldespato potásico de las vaugneritas y enclaves en los contactos con el monzogranito, así como los “ocelos” de cuarzo que son considerados como gotas de líquido granítico (Castro et al., 1990, entre otros autores en Gallastegui, 2005),

Al margen de procesos de cristalización fraccionada que hayan podido tener lugar en los magmas vaugneríticos y granodioríticos, los procesos de interacción o hibridación magmática han tenido un papel importante en el macizo de Baio-Vigo como es patente a escala de afloramiento.

## Referencias

- Abril Hurtado, J. (1981). Memoria y Hoja Geológica del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 de El Grove. IGME, Segunda Serie-Primera edición, 1-33.
- Abril Hurtado, J., Iglesias Ponce De León, M. (1985). Memoria y Hoja Geológica del Mapa Geológico Nacional E. 1: 200.000 nº 16 (Pontevedra-La Guardia). IGME, Primera Edición, 1-160.
- Altherr, R., Holl, A., Henger, E., Langer, A., Kreuzzer, H. (2000). High potassium, calc-alkaline I-type plutonism the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50, 51-73.
- Anderson, J. L., Smith, D.R. (1995). The effects of temperature and  $f_{O_2}$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80, 549-559.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J. (2008). The sources of granitic melt in Deep Hot Zones. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 97, 297-309.
- Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E., Pablo Maciá, J.G. de. Peinado, M. (1986). Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica* II, 2, 87-110.
- Arps, C.E.S. (1970). Geology of a part of the western Galician basement between the Rio Jallas and the Ria De Arosa (NW Spain) with emphasis on zircon investigations. *Leidse Geol. Meded.* 46, 57-155.
- Bea, F. (1996). Controls on the trace element composition of crustal melts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87, 33-41.
- Bea, F.(2004). La naturaleza del magmatismo de la Zona Centroibérica: Consideraciones generales y ensayo de correlación. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME. Madrid, pp.128-133.
- Bea F. (2012). The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat-producing elements. *Lithos* 153, 278-291.
- Bea, F., Montero, P., Zinger, T. (2003). The Nature, Origin, and Thermal Influence of the Granite Source Layer of Central Iberia. *Journal of Geology* 111, 579-595.
- Boynton, W.V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry. Henderson, P. (Editors), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam. 63-114.
- Breitter, T., Wagner, T., Markl, G. (2008). Formation of kyanite-quartz veins of the Alpe Sponda, Central Alps, Switzerland: implications for Al transport during regional metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156, 689-707.
- Bussy, F., Hernandez, J., Von Raumer, J. (2000). Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges - Mont Blanc Massifs, Eastern Alps). *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 91, 221-233.
- Capdevila, R. (1969). Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne). Thèse, Univ. Montpellier, 1-430.
- Capdevila, R., Floor, P. (1970). Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. Min.* 81(2-3), 215-225.
- Capdevila, R., Corretgé, L.G., Floor, P. (1973). Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérica. *Bull. Soc. géol. France* 15/7(3-4), 209-228.



- Carlé, W. (1945). Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Grundgebirge von Galicien (Nordwest Spanien). Geotekt. Forsch., 6: 13-36. Trad. en Publ. Extr. S. Geol. España, 1950, V, 61-90.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., De La Rosa, J.D. (1990). Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain. Geological J. 25, 391-404.
- Castro, A., Corretgé, L. G., De la Rosa, J., Enrique, P., Martínez, F. J., Pascual, E., Lago, M., Arranz, E., Galé, C., Fernández, C., Donaire, T., López, S. (2002). Palaeozoic Magmatism. In: The Geology of Spain (Gibbons, W. y Moreno, T., Eds.). Geol. Soc. London, 117-153.
- Cesare, B. (1994). Synmetamorphic vining: origin of andalusite-bearing veins in the Vedrette di Ries contact aureole, Eastern Alps, Italy. Journal of metamorphic geology 12(5), 643-653.
- Clemens, J.D., Bezuidenhout, A. (2014). Origins of co-existing diverse magmas in a felsic pluton: the Lysterfield Granodiorite, Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology 167, 991.
- Clemens, J.D., Stevens, G., Farina, F. (2011). The enigmatic sources of I-type granites: The peritectic connexion. Lithos 126(3-4), 174-181.
- Cuesta, A. (1989). Petrología granítica del plutón de Caldas de Reis (Pontevedra, España). Estructura, mineralogía, geoquímica y petrogénesis. Tesis Doctoral, Dpto. de Geología, Univ. Oviedo, 1-363.
- Cuesta, A. (1991). Petrología granítica del plutón de Caldas de Reis (Pontevedra, España). Estructura, mineralogía, geoquímica y petrogénesis. Serie NOVA TERRA nº 5. Ediciós O Castro, 1-363.
- Cuesta, A., Gallastegui, G. (2004). Magmatismo de la Zona Centroibérica: Galicia occidental. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME. Madrid, pp. 96-100.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Oliveira, D.C. (2005). Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. Lithos 80, 101-129.
- Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán J.R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Aller, J., Bastida, F. (1997). Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of regional fabrics. Tectonophysics 277, 307-337.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G. de, Rodríguez Fernández, L.R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. IX Reun. Geol. O. Peninsular. Mem. Mus. Lab. Miner. Geol., Fac. Ciências do Porto 1, 411-431.
- Floor, P. (1966). Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif: The Galiñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain. Leidse Geol. Meded. 36, 1-203.
- Frost, B. R., Frost, C.D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. Journal of Petrology 49, 1955-1969.
- Gallastegui, G. (1983). Los enclaves de las rocas graníticas de Cangas de Morrazo-Moaña (Pontevedra). Tesis Licenc., Fac. Geología, Univ. Oviedo: 1-138.
- Gallastegui, G. (1993). Petrología del macizo granodiorítico de Bayo-Vigo (Provincia de Pontevedra, España). Tesis Doctoral, Dpto. de Geología, Univ. Oviedo.
- Gallastegui, G. (2005). Petrología del macizo granodiorítico de Bayo-Vigo (Provincia de Pontevedra, España). Serie NOVA TERRA nº 26. Ediciós O Castro, 1-414.
- Gerdes A., Henk A., Wörner G. (2000). Post-collisional granite generation and HT/LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. Journal of the Geological Society, London 157, 577-587.
- Gil Ibarguchi, J.I. (1980). Las vaugneritas de la Región de Finisterre (Galicia, NW de España). Probables productos de magmas anatéticos residuales. Cuad. Lab. Xeol. Laxe 1, 21-30.

- Gonzalez-Menéndez, L., Gallastegui, G., Cuesta A., Montero, P., Rubio-Ordóñez, A., Molina, J.F., Bea, F. (2017). Petrology and geochronology of the Porriño late-Variscan pluton from NW Iberia. A model for post-tectonic plutons in collisional settings. *Geologica Acta* 15(4), 283-304.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., Franco, M.P., Gonzalo, J.C. (2011). Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics* 30, 1-17.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández Suárez, J., López Carmona, A., Gärtner, A. (2018). Exhuming a cold case: The early granodiorites of the northwest Iberian Variscan belt—A Visean magmatic flare-up? *Lithosphere* 10(2), 194-216.
- Holland, T.J.B., Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest: *Journal of Metamorphic Geology* 16(3), 309-343.
- Holland T.J.E., Powell, R. (2011). An improved and internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of metamorphic Geology* 29, 333-383.
- Iglesias, M., Choukroune, P. (1980). Shear Zones in the Iberian Arc. *Journal of Structural Geology* 2, 63-68.
- Julivert, M., Marcos, A., Truyols, J. (1972). L'évolution paléogéographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien. *Bull. Soc. Géol. Mineral. Bretagne* 4/1, 1-7.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Forster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., Whitehouse, M.J. (2007). Magmatic and Crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 315, 980-983.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Abati, J. (1999). Allochthonous units in the Variscan Belt of NW Iberia (Terranes and Accretionary History). In: *Basement Tectonics 13* (A.K. Sinha, Ed.), Kluwer Academic Publishers, 65-84.
- Martínez García E., Fombella, M.A. (1997). Datación palinológica de la Unidad de Curbeiro (Pontevedra, España) y su importancia en la geología de Galicia. V Reunión internacional Proyecto 351 PICG "Paleozoico Inferior del Noroeste de Gondwana" A Coruña, 1997, Abstracts, 32-33.
- Miao, Y., Chengyou, F., Yiming, Z., Daxin, L. (2015). Genesis of post-collisional calc-alkaline and alkaline granitoids in Quiman Tagh, East Kunlun, China. *Lithos* 239, 45-59.
- Morfin, S., Sawyer, E.W., Bandyayera, D. (2014). The geochemical signature of a felsic injection complex in the continental crust: Opinaca Subprovince, Quebec. *Lithos* 196-197, 339-355.
- Moyen, J-F., Champion, D., Smithies, R.H. (2010). The geochemistry of Archean plagioclase-rich granites as a marker of source enrichment and depth of melting. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 100, 35-10.
- O'Connor, J. T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: *US Geological Survey Professional Paper B525*. USGS, 79-84.
- Ortega, E., Gil Ibarguchi, J.I. (1983). La Unidad de Malpica-Tuy ("Complejo Antiguo"- "Fosa Blastomilonítica"). En: *Geología de España I*, Tomo 1, IGME, 430-444.
- Parga Pondal, I., 1935. Ensayo de clasificación cronológica de los granitos gallegos. *Anais Fac. Ciênc. Porto* 20, 50-60.
- Piñán Llamas, A. (1999). Estudio geológico del área de Portonovo (Pontevedra). Tesis de Licenciatura. Universidad de Oviedo, 1-54.
- Powell, R., Holland, T.J.B., Worley, B. (1998). Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 577-588.

- Rodríguez, J., Gil Ibarguchi, J.I., Paquette, J. (2007). Sincronía del magmatismo varisco en el Macizo Ibérico: nuevas edades U-Pb en granitoides de la región de Finisterre (La Coruña, España). XV Semana - VI Congreso Ibérico de Geoquímica, Vila Real, Portugal, 146-149.
- Rosenberg, C.L., Handy, M.R. (2005). Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *Journal of Metamorphic Geology* 23, 19-28.
- Rubio-Pascual, F. J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Rodríguez Fernández, L.R., Wijbrans, J.R. (2013). Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. *Tectonophysics* 587, 207-221.
- Sawyer E. W. (1991). Disequilibrium partial melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Greenville Front, Quebec. *Journal of Petrology* 32, 701-738.
- Sawyer E.W. (2008). Atlas of Migmatites. The Canadian Mineralogist. Special Publication 9. 1-371.
- Schulz, G., 1835. Descripción geognóstica del Reyno de Galicia. Gráficas Reunidas, S.A., Madrid, 1-176.
- Sepahi, A.A., Whitney, D.L., Harifar, A. (2004). Petrogenesis of andalusite-kyanite-sillimanite veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran. *Journal of Metamorphic Geology* 22, 119-134.
- Stevens, G., Villaros, A., Moyen, J-F. (2007). Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites. *Geology* 35(1), 9-12.
- Talavera, C., Bea, F., Montero, P., Whitehouse, M. (2008). A revised Ordovician age for the Sisargas orthogneiss, Galicia (Spain). Zircon U-Pb ion microprobe and LA-ICP-MS dating. *Geologica Acta* 6(4), 313-317.
- Turnbull, R., Tulloch, A., Ramenazi, J., Jongens, R. (2016). Extension-facilitated pulsed S-I-A "flare-up" magmatism at 370 Ma along the southeast Gondwana margin in New Zealand: insights from U-Pb geochronology and geochemistry. *Geological Society of America Bulletin* 128(9/10), 1500-1520.
- Villaseca, C., Ubanell, A.G. (2005). El macizo granítico de La Cebollera (Pico de Las Tres Provincias, Somosierra, Sistema Central Español). Nuevos datos sobre el metamorfismo Hercínico del sector de Somosierra. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 18(1-2), 113-129.
- Villaseca, C., Barbero, L., Herreros, V. (1998). A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 89, 113-119.
- Villaseca, C., Martín Romera, C., De la Rosa, J., Barbero, L. (2003). Residence and redistribution of REE, Y, Zr, Th and U during granulite-facies metamorphism: behaviour of accessory and major phases in peraluminous granulites of central Spain. *Chemical Geology* 200, 293-323.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B. (2007). Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology* 25, 511-527.
- White, R.W., Powell, R., Johnson, T.E. (2014b). The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: new a-x relations for manganese-bearing minerals. *Journal of Metamorphic Geology* 32, 809-828.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., Johnson, T.E., Green, E.C.R., (2014a). New mineral activity-composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. *Journal of Metamorphic Geology* 31, 261-286.



## ANEXO-I

| Mineral             | Fórmula   | Abreviatura |
|---------------------|---|-------------|
| Albita              | $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$   | Ab          |
| Andalucita          | $\text{Al}_2\text{SiO}_5$   | And         |
| Anfíbol/hornblenda  | $\square\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_4(\text{AlFe})[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$                  | Amp / Hb    |
| Allanita            | $\text{Ca}(\text{REE})\text{Al}_2\text{Fe}[\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$        | Aln         |
| Apatito             | $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH,F,Cl})$  | Ap          |
| Biotita             | $\text{K}_2\text{Mg}_6\text{-Fe}_6[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}](\text{OH})_4$                       | Bt          |
| Circón              | $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$   | Zrn         |
| Clinopiroxeno       | $(\text{Ca,Mg,Fe,Al})_2(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$  | Cpx         |
| Clorita             | $(\text{Mg-Fe})_{10}\text{Al}_2[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$                       | Chl         |
| Cordierita          | $(\text{Na,K})(\text{Mg,Fe,Mn,Li})_2[\text{Si}_5\text{Al}_4\text{O}_{18}]\text{n}(\text{H}_2\text{O,CO}_2)$ | Crd         |
| Corindón            | $\text{Al}_2\text{O}_3$   | Crn         |
| Cuarzo              | $\text{SiO}_2$  | Qz          |
| Feldespatos         | $(\text{Na-K-Ca})\text{Al}_{1-2}\text{Si}_{2-3}\text{O}_8$  | Feld        |
| Feldespato potásico | $(\text{Na,K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$  | Kfs         |
| Granate             | $(\text{Mg,Fe,Mn,Ca})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$   | Grt         |
| Ilmenita            | $\text{FeTiO}_3$  | Ilm         |
| Ortopiroxeno        | $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$   | Opx         |
| Plagioclasa         | $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  | Pl          |
| Rutilo              | $\text{TiO}_2$  | Rt          |
| Monacita            | $(\text{Ce,L,Th})\text{PO}_4$   | Mnz         |
| Moscovita           | $\text{K}_2\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}](\text{OH,F})_4$                                 | Ms          |
| Sillimanita         | $\text{Al}_2\text{SiO}_5$   | Sill        |
| Titanita (esfena)   | $\text{CaTi}(\text{SiO}_4)$   | Ttn         |
| Turmalina           | $\text{Na}(\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{OH,F})$     | Tur         |
| Xenotima            | $(\text{Y,Yb})\text{PO}_4$  | Xtm         |

*Tabla de abreviaturas para los minerales mencionados en la guía. La formulas de cada mineral están levemente simplificadas para los casos más complejos.*