

El Macizo de Pradorramisquedo: petrografía, geoquímica y aplicaciones industriales

The Pradorramisquedo massif: petrology, geochemistry and industrial applications.

M. Lombardero ⁽¹⁾, F. Bellido ⁽¹⁾ y A. Díez Montes ⁽²⁾

⁽¹⁾ Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23, 28003-Madrid

⁽²⁾ Instituto Geológico y Minero de España. Avda. República Argentina, 30, 1ºD 24004-León

ABSTRACT

The Pradorramisquedo massif (NW Iberian Variscan Belt) is a granitic pluton emplaced into migmatized augen gneisses and banded gneisses that of "Ollo de Sapo Group". Its intrusion is subsequent to the two main deformative phases and to the low pressure metamorphic peak and related migmatization of the Variscan Orogeny in the area. The petrological, mineralogical and chemical composition of this pluton is fairly homogeneous, and the more common rock type is a coarse to medium grained two mica peraluminous granite, poor in biotite and muscovite. The industrial use of this granite has been as dimension stone ("Blanco Galicia" and "Blanco Viana" commercial names). There are two quarries near the southern border of the massif and its exploitation is strongly influenced by aplite and pegmatite veining. Also, its high-alkali contents (7-8%) suggests that its upper weathered regolith (sand layer) could be a potential source for feldspatic sand.

Key words: Central-Iberian Zone, Pradorramisquedo, Ourense, granite, petrology, geochemistry.

Geogaceta, 32 (2002), 139-142
ISSN:0213683X

Introducción

El macizo granítico de Pradorramisquedo se encuentra en el extremo SO de la provincia de Ourense, entre las hojas nº 228 (Viana del Bollo) y nº 266 (La Gudiña) del MTN a escala 1:50.000. Su afloramiento tiene forma alargada con el eje mayor en dirección N170°E, con una longitud de 6 km y una anchura máxima de 2 km. Se localiza entre las localidades de Ramilo al N y de Pradorramisquedo en el extremo S, de la que toma su nombre (Fig. 1).

Geológicamente, el área de estudio se encuentra en la parte NO de la Zona Centro Ibérica (ZCI) y más concretamente dentro del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" (Parga Pondal *et al.*, 1964; González Lodeiro, 1983).

Intruye en ortogneises glandulares del grupo «Ollo de Sapo» y en ortogneises y gneises bandeados de la serie «Viana do Bollo». Estos gneises están afectados, principalmente, por la segunda (D2) y la tercera (D3) fase deformativas variscas desarrolladas en esta zona y por la migmatización asociada al pico metamórfico de baja presión del mismo evento orogénico. Los efectos del metamorfismo de contacto producidos por la intrusión granítica sobre estos materiales son muy limitados y se manifiestan principalmen-

te en la blastesis de placas gruesas de moscovita cruzadas sobre la biotita que marca la foliación gnéisica. Los autores de la hoja MAGNA nº 228, Viana del Bollo (Iglesias Ponce de León y Varea, 1982), clasifican a las rocas de este macizo como granitos de dos micas de grano medio.

En las relaciones de campo observadas, se ha comprobado como dicho macizo corta a las estructuras tectónicas regionales, lo cual indican que el emplazamiento del macizo se ha producido con posterioridad a los eventos tectónicos y metamórficos variscos, tratándose de una intrusión postcinemática, en relación con las principales fases deformativas (D2 y D3).

Petrografía

Este macizo aflora muy bien en la zona meridional, situada en el valle del río Vibey (Fig. 1), donde forma extensos roquedales con grandes bloques y bolos bien redondeados, acantilados y amplios lancharos. En la zona septentrional, el paisaje es menos abrupto y los afloramientos tienen zonas cubiertas por depósitos glaciares y edáficos, no obstante, también se observan importantes berrocales con grandes bolos redondeados. Los contactos son intrusivos, si bien pueden estar localmente afectados por fracturas.

Las características de este granito son bastante homogéneas en todo el macizo, aunque con carácter local pueden encontrarse heterogeneidades. Así, en las canteras situadas al E de Pradorramisquedo se observan *schlieren*, que definen un bandeo composicional grosero. En relación con esta zona bandeada, se encuentran a muro una serie de bolsadas y lentejones de pegmatitas. También se ha encontrado un afloramiento de varios metros de una facies de grano algo más fino y con un mayor contenido en micas, que presenta unos contactos irregulares con los granitos de la facies común.

En el extremo SE se observa el techo del macizo intruyendo en los ortogneises "Ollo de Sapo", que está formado por masas de leucogranitos de dos micas, heterogranulares, de grano medio a fino y con bolsadas pegmatíticas. Estos leucogranitos tienen una mineralogía principal constituida por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa ácida y moscovita. Los minerales accesorios son biotita, apatito, circón y fluorita; los minerales secundarios más comunes son clorita y sericita. Las texturas de estos leucogranitos son granudas, finas, sacaroides y bastante alotriomórficas.

Los enclaves son escasos, siendo los más frecuentes los de tipo micáceo y corresponden a masas escamosas negruz-

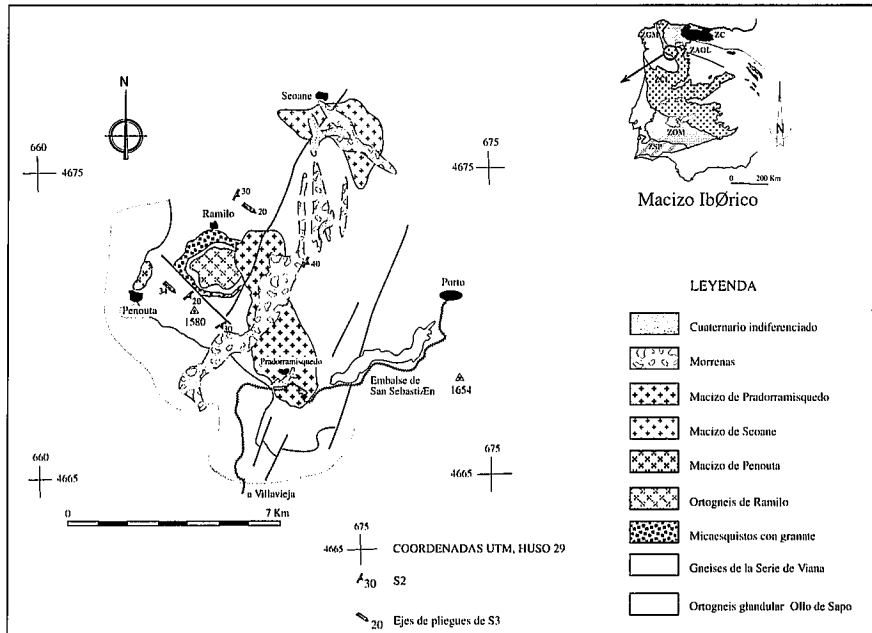


Fig. 1.- Esquema geológico del Macizo de Pradarramisquedo

Fig. 1.- Schematic map of the massif of Pradarramisquedo

cas, ricas en biotita y de escasos centímetros. Ocasionalmente, se han encontrado enclaves angulosos de tamaño centimétrico de gneises bandeados pertenecientes a la serie de "Viana do Bolo" y de ortogneises glandulares "Olla de Sapo".

Las rocas que constituyen la facies común de este macizo son granitos biotítico-moscovíticos de grano grueso a medio-grueso, equigranulares. El color es bastante blanquecino y es relativamente pobre en micas, pudiendo predominar la biotita o la moscovita según los casos.

La mineralogía principal del granito consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios más comunes son: apatito, circón, opacos y fluorita, encontrándose en alguna muestra restos moscovitizados de sillimanita. Como minerales secundarios aparecen sericitita, moscovita, clorita, opacos, esfena, epidota y feldespato potásico. Las texturas son hipidiomórficas de grano grueso.

El cuarzo forma cristales grandes, aunque heterométricos, equidimensionales y alotriomorfos, que ocasionalmente pueden tener límites automorfos frente al feldespato potásico. Tiene extinción ondulante y en algunos casos presentan un cuarteamiento grosero, con límites irregulares entre los subgranulos. También puede encontrarse como inclusiones subredondeadas o subidiomorfos en el feldespato potásico y en la plagioclasa.

La plagioclasa aparece como cristales subidiomorfos, con maclado polisintético y complejo que pueden tener zonado con-

tinuo u oscilatorio difuso. Puede constituir glomérulos en sinneusis. Los cristales de plagioclasa pueden desarrollar bordes albiticos o mirmequíticos en los contactos con el feldespato potásico. Existen procesos de sericitización preferencial en los núcleos o bien placas de moscovita relativamente gruesas y con disposición geométrica creciendo a favor de los planos de exfoliación o maclado.

El feldespato potásico forma cristales alotriomorfos a subidiomorfos y heterométricos. Tienen pertitas irregulares gruesas o en parches y presentan maclación en enrejado y de Carlsbad. Los cristales de mayor tamaño suelen contener frecuentes inclusiones poiquilíticas de cuarzo, biotita y plagioclasa. Es frecuente que entre cristales de feldespato potásico se encuentre albita.

La biotita es poco abundante y aparece como cristales pequeños, subidiomorfos o alotriomorfos, de color castaño o castaño-rojizo. Tienen inclusiones de apatito y circón metamórfico. Puede formar intercrecimientos, o bien ser sustituida parcialmente por moscovita, pudiendo aparecer como relictos incluidos en ella. Presenta procesos de cloritización con formación de minerales secundarios, opacos, feldespato potásico y más ocasionalmente fluorita, que se disponen interfoliariamente.

La moscovita forma placas alotriomorfos irregulares y de tamaños muy variables, que pueden ser intersticiales. Es frecuente encontrarla en asociación con la biotita, con la que puede intercrecer o a

la que puede sustituir total o parcialmente. Los cristales de moscovita desarrollan con frecuencia bordes corrosivos de aspecto fibroso en los contactos con el feldespato potásico y la plagioclasa. En algún agregado de placas de moscovita, se han observado acículas de sillimanita.

El apatito aparece como cristales idiomorfos prismáticos de pequeño tamaño incluidos en biotita, o bien como cristales algo más gruesos incluidos parcialmente en moscovita. Los minerales opacos de origen primario son escasos y se encuentran como inclusiones subidiomorfos equidimensionales en algunas biotitas.

Geoquímica

La composición química mayoritaria de los granitoides de este macizo es bastante homogénea. Atendiendo a sus composiciones normativas, se trata de granitos peraluminicos (ISA o A/CNK= 1,14-1,21), con una proporción apreciable de corindón normativo, pobres en componentes ferromagnesianos y cálcicos y con alto contenido en cuarzo. Se clasifican como monzogranitos y granitos (parámetros P-Q, Debon y Le Fort, 1) o como granitos (parámetros R1-R2, De La Roche y Leterrier, 1973).

Con respecto a los elementos traza (Fig. 2A), se observan contenidos elevados en álcalis (Rb y Cs). Estos elementos presentan considerables enriquecimientos para pequeñas variaciones positivas en el índice de diferenciación de los granitoides. En paralelo, con el aumento de la diferenciación se observan fuertes descensos en los contenidos de Ba, Sr y Zr. En el caso del Th y el U, se aprecia un comportamiento antagónico, con una disminución del contenido en Th en los granitos más evolucionados, condicionada por el fraccionamiento del circón, mientras que el U presenta un comportamiento incompatible, con un crecimiento por un factor superior a 3 en el mismo sentido.

También se observa en las rocas más evolucionadas un incremento considerable del contenido en Sn, mientras que las proporciones de W son muy bajas (W<10 ppm) e insensibles a la diferenciación.

En el diagrama de normalización condritica para las tierras raras (REE) (Fig. 2B), se caracterizan por presentar espectros muy poco fraccionados con $(La/Yb)_N = 4,1-4,8$ (muestra 266219) y más fraccionado para la muestra 266179 con mayor contenido en REE, $(La/Yb)_N = 12,3$. Además, se observa que los elementos del grupo de las REE ligeras (La-Gd) presentan un apreciable descenso en los

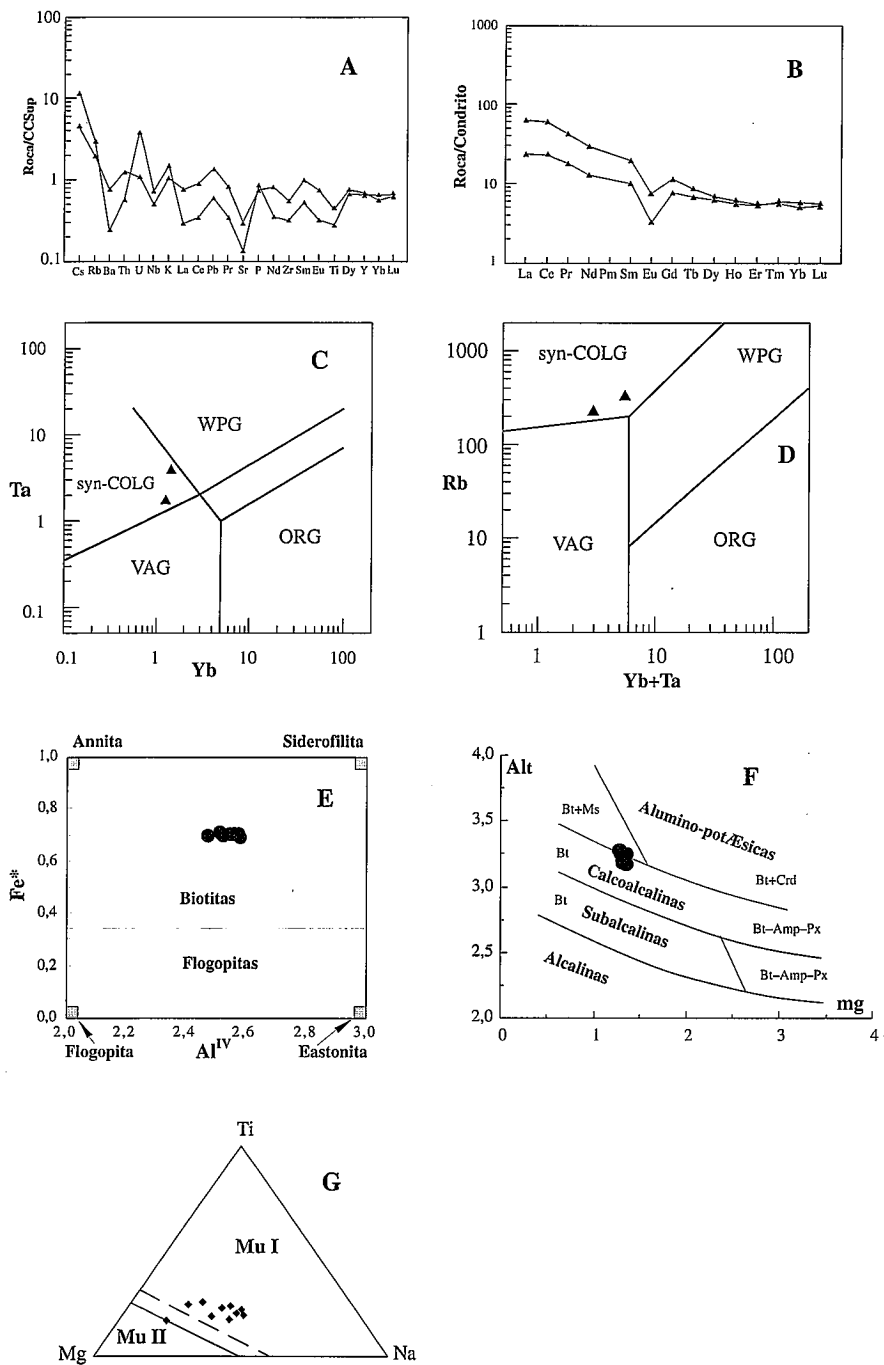


Fig. 2.- A: Concentración de los elementos trazas normalizados a la corteza continental superior (Taylor y McLennan, 1981). B: Diagrama de tierras raras, normalizado al condrito de Evensen *et al.* (1978). C y D: Diagramas de discriminación de ambientes geotectónicos, según Pearce *et al.* (1984), donde están representados los campos de granitos sin-coliisión o sin-tectónicos (syn-COLG); granitos intraplaca (WPG), granitos de arco volcánico (VAG) y granitos de dorsal oceánica (ORG). E: Diagrama de composición de las biotitas de Deer *et al.* (1962). F: Diagrama de composición de las biotitas de Nachit *et al.* (1985). G: Representación de las moscovitas estudiadas en el diagrama triangular Ti-Mg-Na. La línea continua divide los campos según Miller *et al.* (1985), mientras que la línea discontinua corresponde a la división de campos según Speer (1984). El campo Mu I corresponde a las moscovitas de origen primario, mientras que el campo Mu II corresponde a las moscovitas secundarias.

Fig. 2.- A: Trace element concentrations normalized to the composition of average upper crust (Taylor and McLennan, 1981). B: Concentrations of rare earth elements, normalized to the chondrite of Evensen *et al.* (1978). C and D: The discrimination diagrams for granites (after Pearce *et al.*, 1984) showing the fields of syn-collisional granites (syn-COLG), within-plate granites (WPG), volcanic-arc granites (VAG) and ocean-ridge granites (ORG). E: Phogopite-biotite compositional fields of the Deer *et al.* (1962). F: Diagram compositional of the biotites according to Nachit *et al.* (1985). G: The Ti-Mg-Na diagram for muscovites. The continuous line, after Miller *et al.* (1981), discontinuous line after Speer (1984). The fields Mu I correspond to the muscovite of primary origin, while the field Mu II corresponds the secondary muscovite.

Absorción de agua	0.37%
Peso específico aparente	2.64 g/cm ³
Resistencia a las heladas	-0.01%
Resistencia a la compresión	146.5 MPa
Resistencia a la flexión	10.5 MPa
Resistencia al choque	45 cm
Módulo elástico	51 340 MPa
Microdureza Knoop	2 930 MPa
Resistencia al SO ₂	-0.03%
Resistencia a los anclajes	2 937 N

Tabla I.- Características físico-mecánicas del macizo de Pradorramisquedo (Quiroga *et al.*, 1997).

Table I.- Mechanical-physical characteristics of the Pradorramisquedo massif (Quiroga *et al.*, 1997).

granitoides más diferenciados. Estos empobrecimientos tan acentuados, para unas variaciones tan pequeñas en los índices de diferenciación, deben estar condicionados por el fraccionamiento de alguna fase accesoria como la monacita, que presenta unos Kds muy altos para este grupo de elementos. En paralelo con la diferenciación, también se aprecia un claro incremento de la anomalía negativa de Eu, que es asociable al efecto de cristalización de la plagioclasa.

Por lo que respecta a la caracterización geodinámica en función del quimismo, en los diagramas correspondientes (Fig. 2C, 2D) se observa que se sitúa en el campo de los granitoides sincollisionales (sin o post-tectónicos), en concordancia con las características del ámbito orogénico.

En cuanto a la composición de las biotitas, estas son "biotitas s.s." ricas en Fe y contenidos en Al^{IV} que las sitúa en una posición intermedia entre los polos annita y siderofilita (Fig. 2E). En el diagrama mg frente a Alt (Fig. 2F), las biotitas del granito de Pradorramisquedo se sitúan entre los campos ocupados por las biotitas de las rocas calcoalcalinas y aluminopotásicas con Bt+Ms.

En cuanto a las moscovitas estudiadas, están representadas en el diagrama triangular Ti-Mg-Na (Fig. 2G). Se puede comprobar que se proyectan las moscovitas caen en el campo Mu I, que corresponde a las moscovitas de origen primario, según Miller *et al.* (1981).

Aplicaciones industriales

El granito de Pradorramisquedo viene utilizándose como roca ornamental desde 1988, fecha en la que se abrió la primera cantera industrial. Comercialmente se le conoce con los nombres de Blanco Viana y Blanco Galicia.

La cantera, en la cual se han abierto dos frentes, está situada en el sector meri-

dional del plutón, cerca de la localidad de Pradorramisquedo, al N de la carretera que va desde Villavieja a Porto.

Desde el punto de vista industrial, la roca puede ser descrita como un granito de dos micas de grano medio, de color claro (biotita <5%), con cristales globulares de cuarzo, que entra dentro del grupo comercial de los granitos blancos.

Este granito tiene muy condicionada su explotabilidad por una serie de factores petrológicos y estructurales.

Entre los factores positivos destacan una marcada estructuración subhorizontal o *levante*, definida por la disposición planar de las diaclasas de techo que buzan escasamente 10° al E y que favorece el corte por perforación y voladura (según la técnica de la *zapatera*) y arranque de los bloques por estos planos. Tiene también una densa microfracturación intragranular y transgranular o *ley*, en dirección N80°E y subvertical, que favorece también el corte con explosivo o hilo diamantado. De hecho, los frentes de explotación tienen dicha dirección. Es también positivo la escasa fracturación del macizo rocoso, que permite extraer bloques primarios de gran volumen (50-100 m³), y también la ausencia de sulfuros oxidables.

Otro factor muy positivo es la marcada homogeneidad textural y composicional de la roca, con las salvedades que se comentan más adelante, que puede garantizar el suministro continuo de bloques con la misma calidad comercial.

Sin embargo, también se observan bastantes estructuras y discontinuidades en el macizo rocoso que condicionan su explotación. En una de las canteras, hay *schlieren* biotíticos no excesivamente marcados, de bordes difusos, en general concordantes con la estructuración subhorizontal de las micas, que aunque restan rendimiento a la explotación, no son excesivamente perjudiciales, ya que al coincidir con el *levante* son paralelos al plano de aserrado de los bloques, por lo que pueden desecharse fácilmente de los costeros de los mismos. Se observan también escasos enclaves biotíticos surmicáceos, de tamaño centimétrico.

Más perjudicial es la existencia de diques aplíticos y leucocráticos, con dirección N30°E y subverticales, que cortan

transversalmente las direcciones de los frentes y los hastiales de la cantera. Constituye este haz de diques una notable discontinuidad en el macizo rocoso y los bloques afectados por ellos han de ser desechados.

En una de las canteras, aparece una zona de mezcla de magmas, con masas de contactos difusos de carácter más o menos micáceo y con tamaño de grano diferente. Además, hay bandas de pegmatoides de espesor centimétrico, irregulares, con feldespato, moscovita y turmalina, de dirección aproximada N90°E y buzamiento de unos 45° S. Por último, en esta zona se observan también algunos enclaves de ortogneis de tamaño centimétrico e incluso de algunos decímetros.

Las características físico-mecánicas de este granito (Quiroga *et al.*, 1997) están en la media de las de los granitos comerciales (tabla 1).

Por otra parte, el elevado contenido en álcalis de estos granitos (7-8,5 % en las variedades más diferenciadas de la facies común y del orden del 60 % de contenido normativo en feldespato alcalino), los hace una fuente potencial de arenas feldespáticas. Una posibilidad a investigar es el espesor y el volumen de recursos de las arenas de granito (lehm) de la capa de alteración superficial y si existe concentración de feldespatos en alguna fracción granulométrica determinada de las mismas, así como su posible tratamiento mineralúrgico.

Conclusiones

Las principales conclusiones que se pueden extraer de lo expuesto anteriormente, se pueden resumir en los siguientes puntos:

1/ El emplazamiento del macizo se ha producido con posterioridad a los eventos tectónicos (D2 y D3) y metamórficos principales Variscos, tratándose de una intrusión claramente postcinemática.

2/ Geoquímicamente, es un granito peraluminico, pobre en ferromagnesianos y calcio y rico en álcalis.

3/ Por lo que respecta a la mineralogía, las biotitas se clasifican como "biotitas s.s." y las moscovitas son de origen primario.

4/ Desde el punto de vista comercial, se trata de un granito blanco en facies común, homogéneo y no oxidable. Su explotabilidad viene condicionada sobre todo por la presencia de discontinuidades (no fracturas) del tipo diques aplíticos y pegmatoides, por lo que no es probable que pueda superarse el 15% de rendimiento de bloques comerciales (5-7 m³).

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto 1FD97-0959-C03.

Referencias

- De la Roche, H. y Leterrier, J. (1973): *C.R. Acad. de Paris*, 276, 3115-3118.
- Debon, F. y Le Fort, P. (1983): *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth deia*, 73, 135-149.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. y Zussman, J. (1962): *Rock forming minerals*. Longman, London.
- Evensen, N.M.; Hamilton, P.J. y O'Nions, R.K. (1978): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1199-1212.
- González Lodeiro, F. (1983): *Libro Jubilar J.M. Ríos, Geología de España*, I, 408-420.
- Iglesias Ponce de León, M. y Varea, R. (1982): Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 228 (Viana del Bollo), del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.
- Miller, C.F.; Stoddard, E.F.; Bradfish, L.J. y Dollase, W.A. (1981): *Can. Mineral.*, 19, 25-34.
- Nachit, H.; Razafimahefa, N.; Stussi, J.M. y Carron, J.P. (1985): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301(11), 813-818.
- Parga-Pondal, I.; Matte, Ph. y Capdevila, R. (1964): *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 76, 119-154.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. (1984): *Jour. Petrol.*, 25, 956-983.
- Quiroga, J.M.; Casares, A.; Míguez, V.M. y Vidal, J. R. (1997): *La piedra de Galicia*. Xunta de Galicia, Consellería de Industria y Comercio.
- Speer, J.A. (1984): *Min. Soc. Am.*, 13, 299-356.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. (1981): *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A301, 381-399.