



# Las metavulcanitas del dominio esquistoso de Galicia Tras-os-Montes: petrografía, geoquímica y ambiente geotectónico (Galicia, NO de España)

## Metavolcanic rocks from schistose domain of Galicia-Tras-os-Montes: petrography, geochemistry and tectonic environment (Galice, NW. Spain)

GALLASTEGUI, G.; MARTIN PARRA, L. M.; FARIAS, P.; PABLO MACIA, J. G. de;  
RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R.

Se estudia el vulcanismo intercalado en los grupos litoestratigráficos inferiores que integran el Dominio Esquistoso de Galicia Tras-os-Montes (DEGTM) denominados de muro a techo Santabaña, Nogueira y Paraño. El grupo de Lalín-Forcarei que completa la secuencia no será tratado en este trabajo. La edad de estos grupos debe comprender desde el Precámbrico hasta el Devónico Inf.

Los tres grupos tiene un cierto carácter vulcanosedimentario, más marcado en el grupo de Santabaña que en los dos grupos superiores. Se encuentran en ellos diferentes niveles volcánicos y vulcanosedimentarios de espesor y continuidad lateral variables, correspondientes a neises microporfídicos de dos micas y ortoneises biotíticos, además de algún nivel de riolitas y tranquitas presentes hacia la parte alta del grupo de Paraño.

Geoquímicamente se caracteriza por ser un vulcanismo ácido de naturaleza calcoalcalina en el que predominan los términos riolíticos y riódacíticos de alto contenido en K, posiblemente originado en la zona externa de un margen continental pasivo existente durante el Ordovícico-Silúrico en el NO. de la Península, en el que tendrían lugar diferentes episodios o etapas de aportes volcánicos alternando con etapas más largas de sedimentación detrítica.

**Palabras clave:** Metavulcanitas, Paleozoico, Galicia-Tras-os-Montes, Petrografía, Geoquímica, ambiente geotectónico.

The Vulcanism interbedded in the lower litostratigraphic groups of the DEGTM is studied. Those gruoups are known as Santabaia, Nogueira and Paraño from bottom to top; The sequence is completed with the Lalín-Forcarei group that is

not studied in this paper. The age of the whole sequence is probably, from Precambrian to lower Devonian.

The three groups show volcano-sedimentary features which are dominant in the Santabaia group. Several volcanic and volcano-sedimentary levels with different thickness and extension are found; these correspond to two mica microporphyritic gneisses and biotitic orthogneisses and seldom rhyolites and trachytes in the uppermost part of the Paraño group.

Geochemically correspond to acid calcoalkaline vulcanites with rhyolites and K rich ryodacites as main types. These rocks are possibly related to an external area of a continental margin which existed during Ordovician-Silurian time in the NW of the Iberian Peninsula. Several volcanic stages would alternate with sedimentation in this geotectonic environment.

**Key words:** Metavolcanic rocks, Paleozoic, Galicia-Tras-os-Montes, Petrography, Geochemistry, geotectonic environment.

GALLASTEGUI, G. (Div. Geología, IGME, c/Ríos Rosas, 23. 28003 - Madrid).

MARTIN PARRA, L. M. (EGEO, S. A., c/Gaztambide, 61-2.º-2. 20815 - Madrid).

FARIAS, P. (Dpto. Geología, Univ. de Oviedo, c/Arias de Velasco. 33005 - Oviedo).

PABLO MACIA, J. G., de † (1987)

RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (Div. Geología, IGME, c/Ríos Rosas, 23. 28003 - Madrid)).

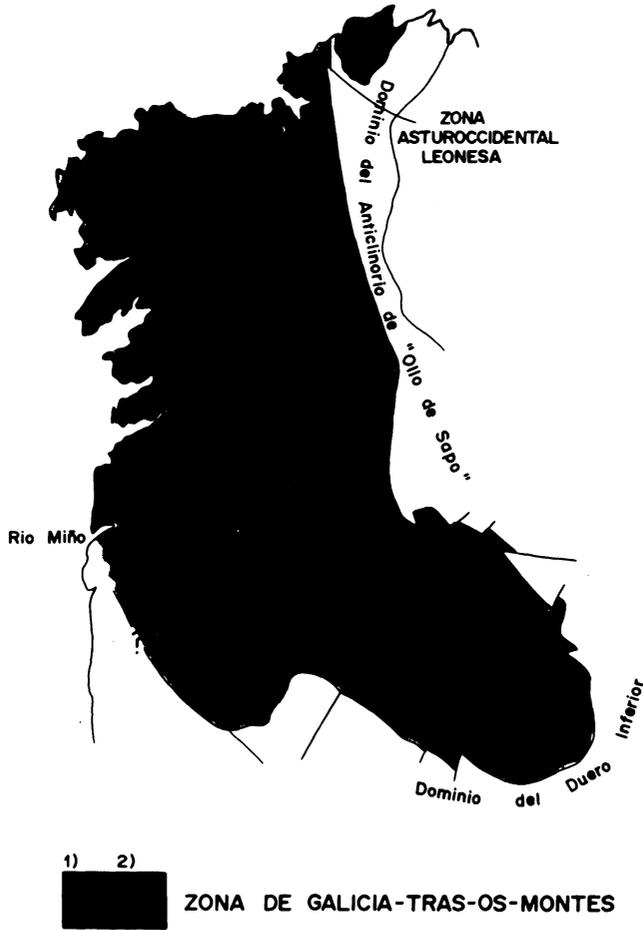
## INTRODUCCION

El vulcanismo estudiado en este trabajo se encuentra intercalado en los grupos inferiores que integran la secuencia estratigráfica del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes (DEGTM), definido por FARIAS, P. et al. (en prensa) y que junto con el Dominio de los Complejos de rocas máficas y relacionadas (ARENAS, R. et al., 1986) constituyen la Zona de Galicia Tras-os-Montes definida asimismo por FARIAS, P. et al. (op. cit.) (Fig. 1). Estos grupos son, de muro a techo, el grupo de Santabaia, el grupo de Nogueira, y el grupo de Paraño, además del grupo de Lalín-Forcarei que completa la secuencia y que no será tratado en este trabajo. Los tres grupos superiores habían sido previamente definidos por MARQUINEZ, J. (1981, 1984) correspondiendo el grupo de Santabaia al tramo inferior del grupo de Nogueira de dicho autor.

Por debajo de esta secuencia litoestratigráfica, cuya edad comprende probablemen-

te desde el Precámbrico hasta el Devónico Inf., afloran en algunos puntos (Domo de Celanova; Xinzo da Limia) ortogneisses glandulares biotíticos o de dos micas migmatizadas, aunque en la mayor parte del dominio el muro no es visible por estar intruido por granitoides sin- y post-cinemáticos.

Todos los materiales se encuentran afectados por tres fases principales de deformación hercínicas y una fracturación tardihercínica. Las estructuras de la 1.ª fase (MATTE, Ph., 1968; MARCOS, A., 1973; RIBEIRO, A., 1974; PEREZ ESTAUN, A., 1978; MARTINEZ CATALAN, J. R., 1981; MARQUINEZ, J., op. cit.) y de 2.ª fase de los autores anteriores (excepto MATTE) son debidas a una tectónica tangencial (cizallamiento simple) que genera estructuras con vergencia al E-NE. El segundo cizallamiento es el responsable del cabalgamiento que limita por el E este dominio y lo superpone tectónicamente sobre el Dominio del Anticlinorio del «Ollo de Sapo» (FARIAS, P. et al., op. cit.). La 3.ª fase de los autores ante-



- 1) DOMINIO ESQUISTOSO DE GALICIA-TRAS-OS-MONTES.
- 2) DOMINIO DE LOS COMPLEJOS DE ROCAS MAFICAS Y RELACIONADAS.

Fig. 1 Area estudiada en el Dominio de Galicia-tras-os-Montes constituyente de la zona de Galicia-tras-os-Montes.

riores (fase 2 de MATTE, Ph., op. cit.) repliega longitudinalmente las estructuras previas y genera las macroestructuras de entidad cartográfica de la región. Durante esta fase se desarrollan también importantes zonas de cizalla subverticales.

Simultáneamente con la deformación hercínica, estos materiales han sido afectados por un metamorfismo regional progrado que va desde la epizona (Zona de la clorita) hasta la catazona (Zona de la sillimanita - feldespato potásico) en algunos lugares, como en Celanova-Bande. A este metamorfismo regional progrado parece superponerse en pluto-no-metamorfismo que en algunos puntos corta claramente a las zonas del primero, mientras que en otros resultan difíciles de separar.

Durante las últimas etapas de repliegamiento hercínicas, posteriormente a ellas y, posiblemente, también en relación con el cabalgamiento del DEGTM sobre la Zona Centroibérica, se produce un retrometamorfismo generalizado. Por otra parte, los granitos del área originan un metamorfismo de contacto con desarrollo de facies que van desde las corneanas albiticas de bajo grado hasta las piroxénicas de alto grado, observándose en el campo formación de corneanas, desarrollo de texturas mosqueadas y fenómenos de moscovitización.

## LITOESTRATIGRAFIA

*El grupo de Santabaia* está, constituido por esquistos micáceos y cuarzosos, paraneises y metavulcanitas ácidas, además de niveles de escasa continuidad lateral y poca potencia de rocas calcosilicatadas, anfíbolitas, cuarcitas y cuarcitas micáceas. Tiene un notable carácter vulcanosedimentario, siendo más marcado en el sector central de la región estudiada (Ribadavia-Celanova y Frontón-Herbedeiro), mientras que en el sector SE (Sinforma de Verín) la serie es más siliciclástica.

En el Area Esquistosa de Galicia Central

se encuentran intercalados dos niveles de neises en los que destacan cuarzos con morfologías volcánicas que desaparecen hacia la parte meridional del área (MARQUINEZ, J. op. cit.). Más al sur, en las proximidades del río Viño se encuentran ortoneises biotíticos de pocos metros de espesor mostrando pasos graduales con rocas calcosilicatadas. En el área de Frontón-Herbedeiro se encuentra un importante paquete de neises con ocelos o pequeñas glándulas de cuarzo y feldespáticas, transicionales a esquistos más o menos feldespáticos con ocelos fundamentalmente de cuarzo, así como ortoneises biotíticos comparables a los del Area Esquistosa de Galicia Central. Intercalaciones de este tipo son también muy numerosas en el área de Ribadavia-Celanova, sobre todo en la parte sur del área con frecuentes acuñamientos laterales, mientras que a techo del grupo se encuentran intercalados dos cuerpos muy potentes y con una continuidad lateral de varios kilómetros. Las metavulcanitas del núcleo de la antiforma de Carraxo y del área de Trasmiras son similares a las anteriores.

*El grupo de Nogueira* está constituido por una sucesión esquistosa y algunos niveles de cuarcitas, con abundantes niveles grafitosos (esquistos, cuarcitas, ampelitas, lilitas), además de rocas calcosilicatadas y algún nivel lenticular de mármol, así como esquistos micáceos y cuarzosos rojos, a techo, con niveles finos de ampelitas. Las rocas vulcanosedimentarias son mucho menos importantes volumétricamente que las del grupo anterior. Se encuentran en el sector sur de Ribadavia-Celanova en niveles de escasa potencia (centímetros o métricos y corresponden a neises y esquistos feldespáticos comparables a los del grupo Santabaia.

*El grupo de Paraño* muestra una gran homogeneidad litológica, y está constituido por una sucesión monótona de esquistos y filitas arenosas con algunas intercalaciones de cuarcita. Contiene además niveles de metavulcanitas de escasa potencia, y como en el grupo anterior, menos importantes vo-

lumétricamente que en el grupo de Santa-baia.

Los niveles de metavulcanitas se encuentran en los sectores norte y central del Área Esquistosa de Galicia Central (MARQUINEZ, J. op. cit.), en algunos puntos del área de Ribadavia-Celanova, en los que no superan los 10 m. de potencia y se acúan lateralmente, y en la sinforma de Verín. En el sector NO del área estudiada se encuentran también algunos niveles con gran abundancia de feldespato K, plagioclasa, biotita y apatito, con tonalidades oscuras, considerados por varios autores de origen volcánico (GONZALEZ LODEIRO, F. et al., 1974; MARQUINEZ, J. op. cit.).

En el flanco este de la sinforma de Verín, a techo del grupo de Paraño, de edad Silúrico Sup. se encuentran intercalados dos paquetes de metavulcanitas ácidas de tendencia riolítica por encima de un tramo en el que se intercalan numerosas barras cuarcíticas en los materiales grauvacopelíticos. Además se encuentra un paquete de traquitas delimitando el cierre periclinal del núcleo del sinclinorio (ALONSO, J. L. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R., 1981; NUÑO ORTEA, C. y LOPEZ GARCIA, M. J., 1981; FARIAS, P. y MARQUINEZ, J. 1986).

## PETROGRAFIA DE LAS METAVULCANITAS

Si bien existen niveles de composición principalmente volcánica, en conjunto se caracterizan por ser rocas de origen mixto vulcanosedimentario en las que es casi imposible distinguir el porcentaje de material de una y otra naturaleza, debido a que su textura y mineralogía se encuentran bastante modificadas por la deformación y metamorfismo que afectan a todos los materiales de la región. Suelen mostrar foliaciones planares o bien plano-lineares cuando se encuentran en zonas donde en los metasedimentos existe una crenulación bien desarro-

llada y pueden sufrir intensas recristalizaciones, pero el crecimiento de minerales índice de metamorfismo es esporádico.

En las zonas de bajo grado metamórfico (clorita y biotita) la asociación mineral más frecuente es Q + moscovita, aunque en la zona de la biotita puede encontrarse en algunos casos la paragénesis Q + moscovita + biotita. Esta última paragénesis es asimismo la observada en las zonas del granate, estaurolita, andalucita y sillimanita. En esta última pueden aparecer esporádicamente las paragénesis Q + moscovita + biotita + sillimanita o bien Q + moscovita + biotita + granate. Como minerales de metamorfismo de contacto se desarrollan en ocasiones biotita y moscovita blásticas, y agregados de fibrolita asociados a moscovita en metavulcanitas englobadas como xenolitos en los granitos de dos micas del área.

## Neises microporfiroides

Son de color y aspecto variable dependiendo de la proporción relativa de biotita y moscovita y del porcentaje y naturaleza de los ocelos. El tamaño de grano de la mesotaxis varía de fino a medio destacando en ella ocelos redondeados o elípticos, rodeados por la foliación y en ocasiones con sombras de presión, de tamaños inferiores a 1 cm. aunque en el área de Ribadavia-Celanova los tamaños oscilan entre 1 y 2 cm., confiriéndoles un aspecto más porfiroide.

Al microscopio la textura es blastoporfídica y sus constituyentes principales cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita; los accesorios más frecuentes son apatito, opacos, circón, xenotima, y como secundarios sericita y clorita ( $\pm$  esfena, rutilo-leucoxeno, epidotas) subproductos de la alteración de plagioclasas y biotita respectivamente.

Los microfenocristales u ocelos policristalinos son de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. El cuarzo conserva en muchos

casos morfologías típicas de cuarzo volcánico; los microfenocristales de feldespato potásico son más abundantes que los de plagioclasas, aunque éstas es frecuente que estén sustituidas por el primero. Buena parte de los microfenocristales conservan hábitos sudidiomorfos con bordes angulosos.

Estas rocas pueden mostrar tránsitos graduales con esquistos más o menos feldespáticos de color blanco-amarillento y grano fino a medio en los que destacan ocelos monocristalinos o policristalinos de cuarzo (raramente feldespáticos) en proporciones muy variables y con tamaños no superiores a 4 mm.

FERRAGNE, A. (1966 a 1972) atribuyó a antiguas riolitas el origen de las facies porfíroides con fenocristales de cuarzo y feldespato, y a tobas o cenizas riolíticas antiguas las facies porfíroides con fenocristales únicamente de cuarzo así como los esquistos blancos. Este mismo autor opina que los porfíroides con abundantes lechos cuarzosos o con predominio de ocelos de cuarzo policristalino serían rocas de origen mixto vulcanosedimentario.

#### Neises biotíticos

Son rocas de color gris oscuro en las que raramente se observan ocelos o microfenocristales por la intensa deformación y recristalización que presentan, observándose en la roca una alternancia de bandas oscuras ricas en biotita y otras de color claro continuas o con formas lenticulares derivadas posiblemente de primitivos ocelos o microfenocristales.

La textura es granoblástica poligonal y sus componentes mayoritarios cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los accesorios más comunes son opacos, circón, apatito, allanita y, clorita ( $\pm$  leucoxeno, rutilo, esfena, epidotas) y sericita como secundarios.

Destacan en ellos niveles ricos en feldespato potásico y otros cuarzo-plagioclásicos

en los que el feldespato potásico es muy esporádico. Tanto el cuarzo como los feldespatos se presentan en cristales con formas poligonales y uniones triples a  $120^\circ$ . Parte de los cristales de cuarzo recristalizado muestran extinciones normales, el feldespato potásico macla de la microclina y las plagioclasas, macladas o no, pueden mostrar zonación concéntrica difusa y bordes decalcificados en contacto con el feldespato potásico.

Esporádicamente destacan en tamaño agregados de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas que en origen podrían corresponder a fenocristales disgregados ahora en la mesostasis, ya que es frecuente que los diferentes fragmentos se encuentren en continuidad cristalográfica. La biotita es el filosilicato predominante y aparece en pequeños cristales aislado o en agregados. En algunas muestras se encuentra moscovita blástica debido a efectos de metamorfismo de contacto por parte de los granitos adyacentes.

#### Riolitas

Se presentan en bancos decimétricos, diaclasados en paralelepípedos o con disyunción bolar. Suelen ser de color pardo o verde claro y aspecto microporfídico, destacando microfenocristales de 2 a 3 mm. Se distinguen dos facies, una rica en microfenocristales de cuarzo y feldespato y otra pobre en ellos (ALONSO, J. L. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. op. cit.), además de algunos niveles brechoides (NUÑO ORTEGA, C. y LOPEZ GARCIA, M. J., 1981). Para los primeros autores representaría antiguas tobas o cineritas.

La textura es micropofídica, con una mesostasis microcristalina con diferentes grados de recristalización constituida por cuarzo, feldespato potásico y cantidades variables de sericita - moscovita y clorita, además de opacos. Los microfenocristales de cuarzo volcánico redondeados y con golfos de corrosión pueden estar fracturados o

mostrar extinciones ondulantes y poligonizaciones. El feldespato potásico albitizado se presenta en microfenocristales de tendencia idiomorfa, maclados carlsbad y con macla en damero encontrándose esporádicamente asociaciones glomeroporfidicas.

Los niveles brechoideos están constituidos por fragmentos de tamaño variable, en ocasiones difícilmente identificables de la mesostasis en la que están inmersos. Son comunes los fragmentos constituidos por microlitos feldespáticos desorientados, con disposiciones radiales o con texturas fluidales amoldándose a los fenocristales propios del fragmento.

#### Traquitas

Aparecen en un afloramiento continuo con un espesor máximo de 40 m, con intercalaciones de cuarzofilitas y filitas grafitosas. Son de color oscuro, casi negras, y a veces tienen carácter brechoide (NUÑO ORTEGA, C. y LOPEZ GARCIA, M. J. op. cit.).

La textura es microlítica porfiroide y sus componentes mayoritarios son feldespatos alcalinos y plagioclasas (tanto como constituyentes de la mesostasis como en microfenocristales) junto con cantidades menores de moscovita, clorita, opacos, cuarzo, circon, carbonatos, epidotas y un filosilicato verde-azulado.

Los microlitos de la mesostasis pueden estar orientados por zonas y corresponden en su mayoría a feldespato alcalino, siendo menos frecuentes pero de mayor tamaño cristales de plagioclasa maclados carlsbad y de hábito prismático largo. Los microfenocristales son de tendencia idiomorfa, en ocasiones en asociaciones glomeroporfidicas y muestran diferentes grados de alteración; En origen es posible que correspondan a sanidina. En menor proporción también contienen microfenocristales de plagioclasa con macla de carlsbad.

Están atravesadas, cortando en ocasiones

a los microfenocristales, por venas de cuarzo, de plagioclasa o compuestas con una zona interna de cuarzo y zonas externas de plagioclasas más o menos deformadas dispuestas perpendicularmente a la pared de la vena. Tanto en relación a estas venas como dispersos en la mesostasis se distinguen agregados microcristalinos de color verdoso en vías de transformación a filosilicatos, probablemente por desvitrificación de vidrio volcánico.

#### GEOQUIMICA Y AMBIENTE GEOTECTONICO

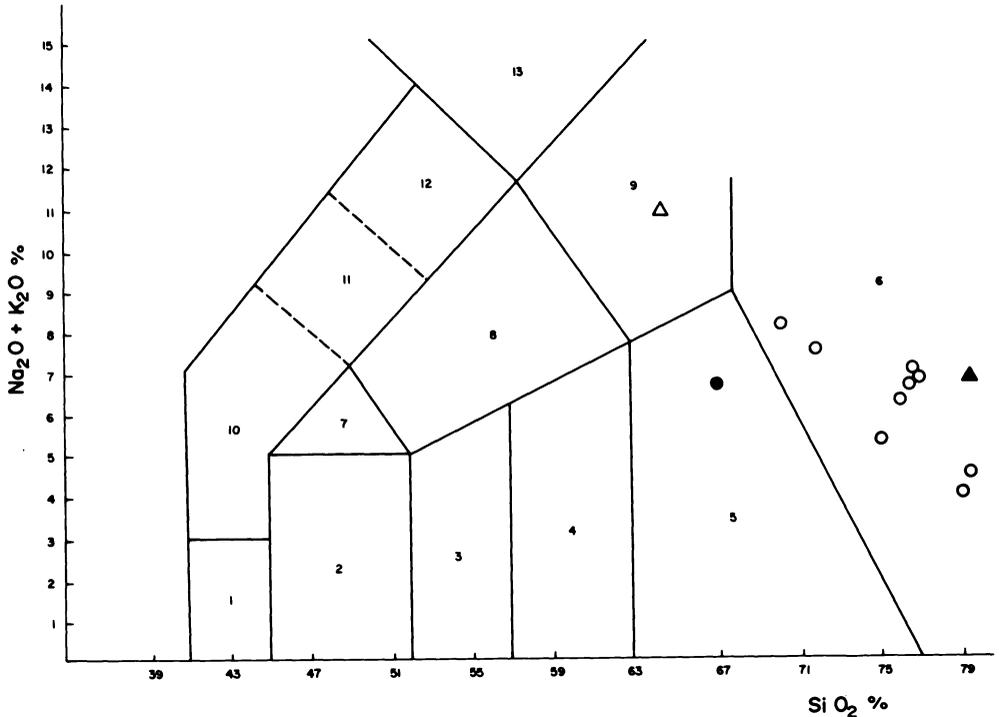
Resulta problemático realizar un tratamiento geoquímico en este tipo de rocas debido a la escasa potencia de muchos de los niveles volcánicos y vulcanosedimentarios, a la presencia de frecuentes intercalaciones sedimentarias, al predominio de niveles mixtos vulcanosedimentarios, así como a la alteración que suelen mostrar en el campo. La escasa información existente acerca de ellas nos ha movido a estudiar en conjunto nuestros datos con otros obtenidos en la realización de diferentes estudios en esta región. De estas rocas, salvo algunas referencias en trabajos de índole general, sólo hay publicado un trabajo temático de ARENAS, R. (1984) fuera de la zona considerada en este estudio, en el Ordovícico-Silúrico autóctono del Complejo de Cabo Ortegá, y un trabajo reciente de ANCOCHEA, E. et al., (en prensa).

Se han utilizado trece análisis químicos. Seis de ellos corresponden a diferentes niveles de neises microporfidicos (que es el tipo predominante), cuatro de los tránsito graduales que muestran con los esquistos feldespáticos, y el resto corresponde a neises biotíticos y a las metavulcanitas de la parte alta del grupo de Paraño en el Sinclinatorio de Verín. La mayor parte de las rocas analizadas se caracterizan por ser términos ácidos y de carácter peraluminico con unos contenidos en SiO<sub>2</sub> que en general supera el

70 %, a excepción de los neises biotíticos y algún nivel dacítico y traquítico del área de Verín que tienen contenidos próximos al 65 %.

En los diagramas de clasificación geoquímica utilizados, como el de ZANETTIN, B. (1984) (Fig. 2 A), las rocas proyectadas muestran mayoritariamente una composición riolítica excepto los neises biotí-

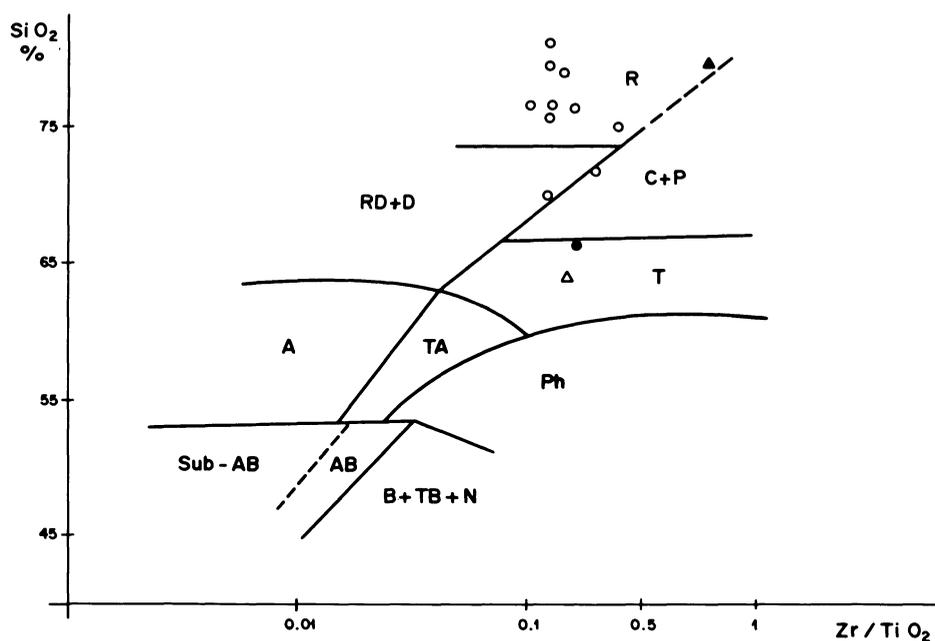
cos, que serían dacitas, y uno de los niveles a techo del grupo de Paraño, en Verín, que tiene una composición traquítica. En el diagrama  $SiO_2 - Zr/TiO_2$  de WINCHESTER, J. A. y FLOYD, P. A. (1977) (Fig. 2 B) se obtiene la misma clasificación que en el diagrama anterior con la única diferencia de que en este diagrama los neises biotíticos tendrían una composición traquítica muy



○ Metavulcanitas microporfídicas } G. SANTAIBAIA - NOGUEIRA - PARAÑO MEDIO  
 ● Neis biotítico }  
 △ } Riolitas y traquitas TECHO DEL G. PARAÑO DE VERIN  
 ▲ }

- |                        |                           |
|------------------------|---------------------------|
| 1 - BASALTO PICRITICO  | 8 - TRAQUIANDESITA        |
| 2 - BASALTO            | 9 - TRAQUITA              |
| 3 - ANDESITA BASALTICA | 10 - TEFRITA - BASANITA   |
| 4 - ANDESITA           | 11 - TEFRITA - FONOLITICA |
| 5 - DACITA             | 12 - FONOLITA - TEFRITICA |
| 6 - RIOLITA            | 13 - FONOLITA             |
| 7 - TRAQUIBASALTO      |                           |

Fig. 2A Diagrama TAS ( $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ ) de ZANETTIN (1.984)



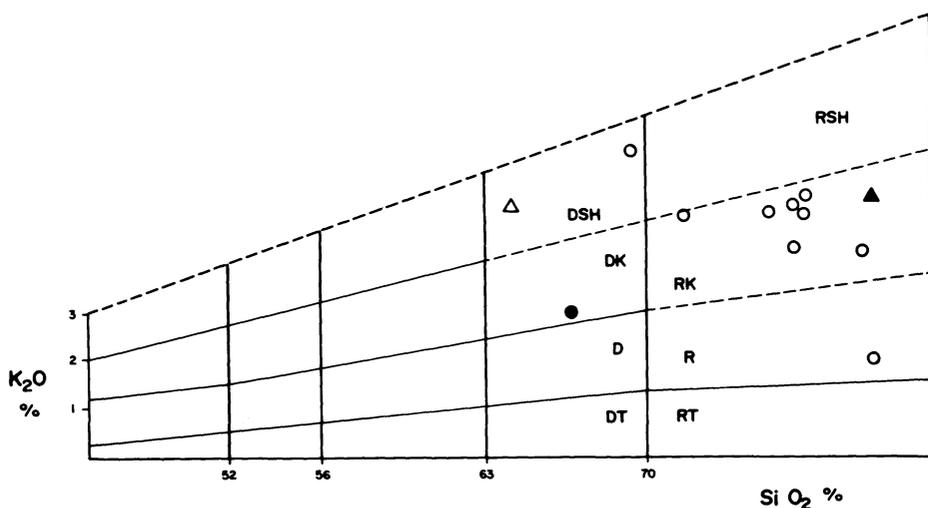
- AB - BASALTOS ALCALINOS**  
**Sub-AB - BASALTOS SUBALCALINOS**  
**B+TB+N - BASANITAS, TRAQUIBASANITAS, NEFELINITAS**  
**A - ANDESITAS**  
**D+RD - DACITAS Y RIODACITAS**  
**R - RIOLITAS**  
**TA - TRAQUIANDESITAS**  
**T - TRAQUITAS**  
**Ph - FONOLITAS**  
**C+P - COMENDITAS Y PANTELERITAS**

**Fig. 2B Diagrama SiO<sub>2</sub>-Zr/TiO<sub>2</sub> de WINCHESTER y FLOYD (1.977) |**  
 Leyenda igual que figura 2A.

próxima a las traquitas del área de Verín. Según el diagrama SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O (PERCCERILLO, A. y TAYLOR, J. R., 1976; LOPEZ RUIZ, J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E., 1980) (Fig. 3A) son mayoritariamente tipos calcoalcalinos de alto K, principalmente riolitas potásicas a excepción de los neises biotíticos que serían dacitas potásicas. Las me-

tavulcanitas de Verín, que en los diagramas anteriores se clasifican como traquitas quedan proyectadas en este diagrama como dacitas shoshoníticas.

En conjunto, el carácter geoquímico de esta serie de rocas, haciendo las salvedades de las particularidades petrográficas de las rocas citadas anteriormente, queda inequi-



DT - DACITA TOLEITICA	DK - DACITA DE ALTO POTASIO
RT - RIOLITA TOLEITICA	RK - RIOLITA DE ALTO POTASIO
D - DACITA CALCOALCALINA	DSH - DACITA SHOSHONITICA
R - RIOLITA CALCOALCALINA	RHS - RIOLITA SHOSHONITICA

**Fig. 3A** Diagrama  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  de PECCERILLO y TAYLOR (1.976) y LOPEZ RUIZ y RODRIGUEZ BADIOLA (1.980)

Leyenda igual que en las figuras anteriores.

vocamente ubicado en los diagramas de WINCHESTER, J. A. y FLOYD, P. A. (op. cit.) (Fig. 3 B) y MIYASHIRO, A. (1974) (Fig. 4, A, B, C); aunque en estos últimos diagramas las riolitas y traquitas de Verín se escapan ampliamente de los campos toleíticos y calcoalcalinos por tener unas relaciones  $\text{FeO}/\text{MgO}$  muy elevadas.

Comparando estas rocas con las metavulcanitas Ordovícico-silúricas intercaladas en la serie autóctona del Complejo de Cabo Ortegal estudiadas por ARENAS, R. (op. cit.) y con la metavulcanitas silúricas de los sinclinales de Cabo Ortegal, Verín y Alcañices, pertenecientes a la Zona de Galicia Tras-os-Montes y a la Zona Centroibérica, estudiadas por ANCOCHEA, E. et al. (en prensa), se observa una gran similitud en los

diagramas de clasificación geoquímica, con la diferencia de que aunque predominen las riolitas y dacitas potásicas, parte de las rocas ácidas de Cabo Ortegal y Alcañices son aún más ricas en potasio que las del DEGTM, correspondiendo a riolitas y dacitas shoshoníticas.

En el diagrama  $\text{Nb-SiO}_2$  de PEARCE, J. A. y GALE, G. H. (1977) (Fig. 4 D) estas rocas quedan proyectadas en el área de las rocas ligadas a zonas orogénicas, pero con los datos disponibles no es posible en este caso precisar el ambiente geotectónico en el que ha tenido lugar este vulcanismo, ya que la ausencia de rocas básicas en la zona estudiada y la falta de datos sobre los contenidos en ciertos elementos como el Y y tierras raras, limitan en gran medida la utilización

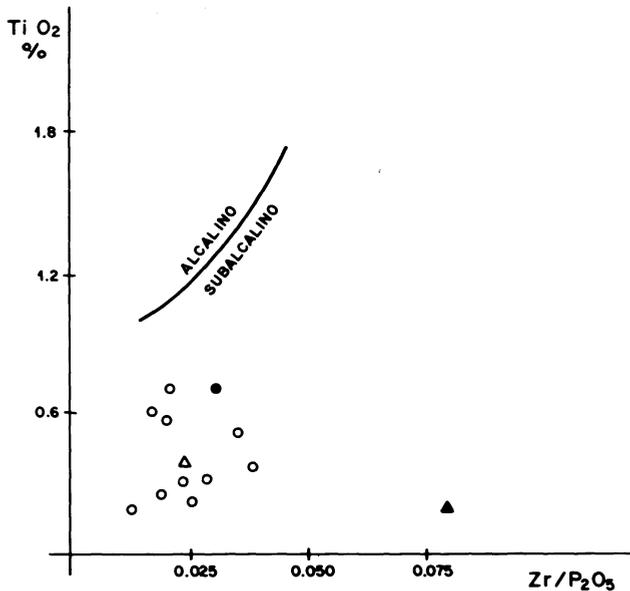


Fig. 3B Diagrama  $TiO_2 - Zr/P_2O_5$  de WINCHESTER y FLOYD (1.977)

Leyenda igual que en las figuras anteriores.

de los diferentes diagramas geoquímicos discriminativos de ambientes geotectónicos.

De todas formas, algunas características de estas rocas, como son, la presencia de términos riolíticos y riodacíticos calcoalcalinos de alto K, la escasa potencia de los niveles volcánicos y la abundancia de niveles de composición mixta vulcanosedimentaria, así como los tránsitos graduales con los metasedimentos en los que se encuentran interestratificados, permiten deducir que este vulcanismo se ha originado en una zona externa de un margen continental adelgazado en la que tendrían lugar diferentes episodios volcánicos generalmente de escasa entidad, alternando con etapas dilatadas de sedimentación siliciclástica.

Esta consideración está apoyada por las interpretaciones publicadas en trabajos recientes de ARENAS, R. et al. (1988) y FARIAS, P. et al. (en prensa) sobre el significa-

do geotectónico de las diferentes unidades que componen el Dominio de los Complejos con rocas máficas y relacionadas y del DEGTM. Si tenemos en cuenta que la Unidad basal del Dominio de los Complejos con Rocas Metalíticas y Relacionadas representa probablemente una cuenca trasera de arco durante el Ordovícico (ARENAS, R. et al., en prensa) y que en el autóctono relativo del DEGTM las series de esta edad son características de una plataforma continental, parece bastante coherente, el que el DEGTM constituya un margen continental adelgazado, caracterizado por la existencia de una potente serie sedimentaria apoyada sobre una corteza de naturaleza continental aunque adelgazada. Por otra parte, la similitud de las características del vulcanismo del DEGTM con el vulcanismo silúrico de la ZCI (ANCOECHEA, E. et al., en prensa) podría sugerir la existencia de una subduc-

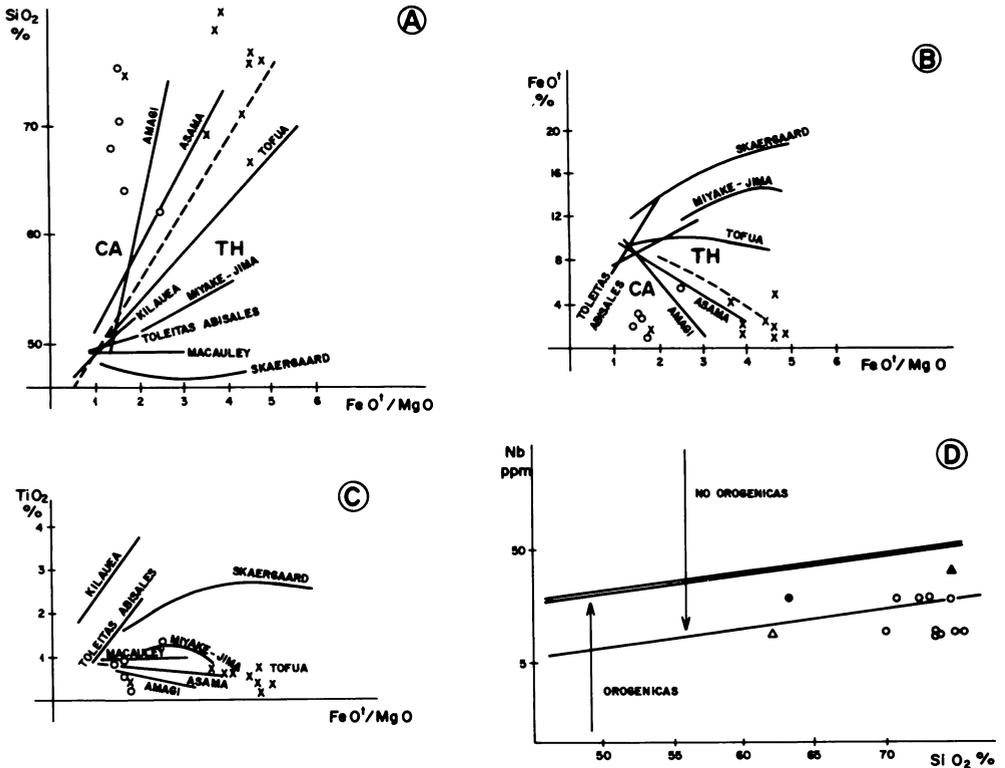


Fig. 4A, B, C Diagramas de MIYASHIRO (1.974)

LEYENDA: x - Metavulcanitas ordovícico-silúricas del Dominio Esquistoso de Galicia-tres-es-Montes.  
 o - Metavulcanitas ordovícico-silúricas del autóctono de Cabo Ortegal (ARENAS, 1.984)

Fig. 4D Diagrama Nb - SiO<sub>2</sub> de PEARCE Y GALE (1.977)

Leyenda igual a las figuras 2 y 3.

ción oceánica debajo del margen continental adelgazado de Gondwana de forma similar a lo que estos autores sugieren para el silúrico inferior de la ZCI. De todas formas, según estos últimos autores esta asignación geoquímica y geotectónica es válida para el vulcanismo ordovícico y del silúrico inferior ya que las metavulcanitas del silúrico superior, de ámbito más restringido, parecen corresponder, según sus contenidos en tierras raras, a equivalentes volcánicos de granitoides tipo A.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo agradecen a los Doctores L. G. CORRETGE de la Universidad de Oviedo y R. ARENAS de la Universidad Complutense de Madrid los diversos comentarios y discusiones científicas que han permitido la realización del mismo.

*Recibido 18-V-88  
 Aceptado 20-VII-88*

## BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO ALONSO, J. L. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1981). Aportaciones al conocimiento de la estructura del Sinclinorio de Verín. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, n.º 3, 93-122.
- ANCOECHA, E.; ARENAS, R.; BRANDLE, J. L.; PEINADO, M.; SAGREDO, J. (1987). Caracterización de las rocas metavolcánicas silíceas del Noroeste del Macizo Ibérico (Presentado en la I Reunión Ibérica de Geoquímica de Aveiro, Portugal).
- ARENAS, R. (1984). Características y significado del volcanismo ordovícico-silúrico de la serie autóctona envolvente del Macizo de Cabo Ortegal (Galicia, NW España). *Rev. Mat. Proc. Geol.* II, 135-144.
- ARENAS, R.; FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GIL IBARGUCHI, J. I.; GONZALEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARQUINEZ, J.; MARTIN PARRA, L. M.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; ORTEGA, E.; PABLO MACIA, J. G. de; PEINADO, M.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1988). Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia Tras-os-Montes. II Congreso Nacional de Geología, Granada. Vol. de Simposios, 75-84.
- ARENAS, R.; GIL IBARGUCHI, J. I.; GONZALEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; ORTEGA, E.; PABLO MACIA, J. C. de; PEINADO, M. (1986). Tectonostratigraphic units in the Complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, Tomo II, Fasc. 2, 87-110.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARQUINEZ, J.; MARTIN PARRA, L. M.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; PABLO MACIA, J. G. de; RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (en prensa). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Anais da Faculdade de Ciencias. Univ. do Porto*.
- FARIAS, P. y MARQUINEZ, J. (1986). Nuevos datos sobre la estructura geológica del área de Verín (Galicia). *Brev. Geol. Astúrica*, Año XXVII, n.º 1-2, Oviedo, 1-11.
- FERRAGNE, A. (1966a). Sur l'existence d'une serie volcanodetritique silurienne au Nord de Celanova (Province d'Orse, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris, Serie D*, T. 262, 832-834.
- FERRAGNE, A. (1972). Le Précambrien et le Paléozoïque de la Province de l'Orse (Nord-Ouest de l'Espagne). Stratigraphie, Tectonique, Métamorphisme. *Thèse, Univ. Bordeaux I*, 249 pp.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M. y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1974). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja n.º 154 (Lalín). *Inst. Geol. Min. España*.
- LOPEZ RUIZ, J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1980). La región volcánica Neógena del Sureste de España. *Estudios Geol.* 36, 6-63.
- MARCOS, A. (1973). Las series del paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 6, 113 pp.
- MARQUINEZ, J. (1981). Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central (Zona de Lalín-Beariz). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2 (1), 135-154.
- MARQUINEZ, J. (1984). La geología del área esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de España). *Mem. Inst. Geol. Min. de España*, n.º 100, 235 pp.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1981). Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa). *Tesis. Univ. Salamanca*, 317 pp.
- MATTE, Ph. (1968). La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Rev. Geol. Alpine*, 44, 1-27.
- MIYASHIRO, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour of Science*, Vol. 274, 321-355.
- NUÑO ORTEA, C. y LOPEZ GARCIA, M. J. (1981). Hoja y memoria del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja n.º 303 (Verín). *Inst. Geol. Min. España*.
- PEARCE, J. A. and GALE, G. H. (1977). Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host-rocks. In: *Volcanic Processes in ore genesis*. The Institution of Mining and Metallurgy, London, 14-25.
- PECCERILLO, A. y TAYLOR, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene Calcalkaline volcanic rocks from the Kastamanu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral Petrol.* 58, 63-81.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978). Estratigrafía y estructura de la rama sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* 92, 1-151.
- RIBEIRO, A. (1974). Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24, 1-168.
- WINCHESTER, J. A. y FLOYD, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 326-343.
- ZANETTING, B. (1984). Proposed new chemical classification of volcanic rocks. *Episodes*, 7, 19-20.