

# Geología y evolución magmática del eje volcánico de Paymogo, Faja Pirítica Ibérica.

Geology and magmatic evolution of the Paymogo volcanic lineament, Iberian Pyrite Belt.

T. Donaire, R. Sáez y E. Pascual

Departamento de Geología, Universidad de Huelva, 21819 Palos de la Frontera (Huelva), España.

## Abstract

*A field and petrographic study is presented on volcanic, subvolcanic and sedimentary rocks from the Paymogo volcanic lineament, northwestern Spanish Iberian Pyrite Belt (IPB). In this area, dacitic to rhyolitic rocks, are interfingering within a detritic sequence, showing a very complex spatio-temporal relationship. This starts with dacitic coherent and volcanoclastic facies, followed by rhyolitic pyroclastics and other volcanoclastic and sedimentary rocks. The whole sequence was finally intruded by shallow subvolcanic acid rocks in various styles. These local, complex variations in igneous processes cannot be interpreted in terms of any of the evolutionary models for the IPB magmatism, implying that current larger-scale general models of igneous evolution in this region should be considered with caution.*

**Key Words:** Iberian Pyrite Belt, dacite, rhyolite, volcanoclastic rocks, peperites.

Geogaceta, 24 (1998), 115-118

ISSN: 0213683X

## Introducción

La Faja Pirítica Ibérica (FPI) posee la mayor concentración del mundo en depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos. Estos depósitos están incluidos en una secuencia de rocas volcánicas, subvolcánicas y sedimentarias, denominada Complejo Vulcano-Sedimentario (CVS). La mayor parte de los trabajos realizados en el CVS sugieren variaciones espacio-temporales significativas en la distribución de las rocas ígneas (Lécolle, 1977; Routhier *et al.*, 1978), aunque trabajos más recientes tratan de minimizar dichas variaciones (Mitjavila *et al.*, 1997). Esa última conclusión se basa esencialmente en la naturaleza subvolcánica de la mayor parte de las rocas ígneas, que suelen mostrar localmente claras evidencias de interacción con materiales sedimentarios no consolidados a techo y muro (Boulter, 1993a y 1993b).

No obstante, la aplicabilidad regional de estos modelos es un problema aún no totalmente resuelto, que puede ser crucial para la reconstrucción de la evolución cortical de la FPI. En este trabajo presentamos el estudio realizado en el eje volcánico de Paymogo (sector noroccidental español de la Faja Pirítica Ibérica) con objeto de evaluar las hipótesis previas, establecidas principalmente

en áreas más meridionales.

## Localización geológica

La FPI forma el sector central de la Zona Sur-Portuguesa (Julivert *et al.*, 1974), considerada como un terreno tectonoestratigráfico suturado al Macizo Ibérico durante el Carbonífero Medio (Quesada, 1991). Está constituida por tres unidades litoestratigráficas: el Grupo de Pizarras y Cuarcitas (PQ), el CVS y el Grupo Culm (Strauss, 1970; Schermerhorn, 1971) (Fig. 1). El PQ está formado esencialmente por una secuencia detrítica de pizarras y areniscas de edad devónica superior, cuyo techo ha sido datado como Fameniense Superior (Van den Boogaard, 1967; Van den Boogaard y Schermerhorn, 1975). Dicha secuencia se depositó en una plataforma dominada por tormentas (Moreno y Sáez, 1991). Los trabajos estratigráficos realizados en estos materiales sugieren una compartimentación de esta cuenca devónica en una serie de sub-cuencas, con diferentes tasas de subsidencia, que podría explicar la distribución heterogénea de las rocas del CVS, incluyendo entre ellas a los depósitos de sulfuros masivos (Moreno *et al.*, 1996). El CVS está compuesto esencialmente por diabasas, lavas básicas y rocas subvolcánicas y volcánicas de composición dacítica a riolítica, asociadas a una

serie de rocas sedimentarias de edad Fameniense Superior a Viseense (Lécolle, 1977). La potencia de esta serie es muy variable, desde unas pocas decenas a centenares de metros. El Grupo Culm es una sucesión monótona de edad Carbonífero Superior compuesta principalmente por pizarras y litarenitas. Este grupo representa el relleno por sedimentos turbidíticos de una cuenca subsidente y su potencia estimada excede varios miles de metros (Moreno, 1993).

Todas estas rocas fueron plegadas durante la orogenia hercínica (Silva *et al.*, 1990) y sufrieron un metamorfismo regional de bajo a muy bajo grado durante este tiempo (Munhà, 1990). Además, las rocas del PQ y del CVS fueron afectadas por alteraciones hidrotermales regionales pre-Variscas (Barriga, 1990; Munhà, 1990; Sáez *et al.*, 1996).

## El eje volcánico del sur de Paymogo

El eje volcánico del sur de Paymogo representa el afloramiento más noroccidental de la Faja Pirítica en la provincia de Huelva (Fig. 1). Posee una extensión aproximada de dieciocho kilómetros y una anchura media de dos kilómetros. Los materiales que lo constituyen aparecen en una estructura anticlinal, con un núcleo formado por rocas del Grupo PQ sobre el que se dispone una serie de rocas subvolcánicas, volcánicas y sedimenta-

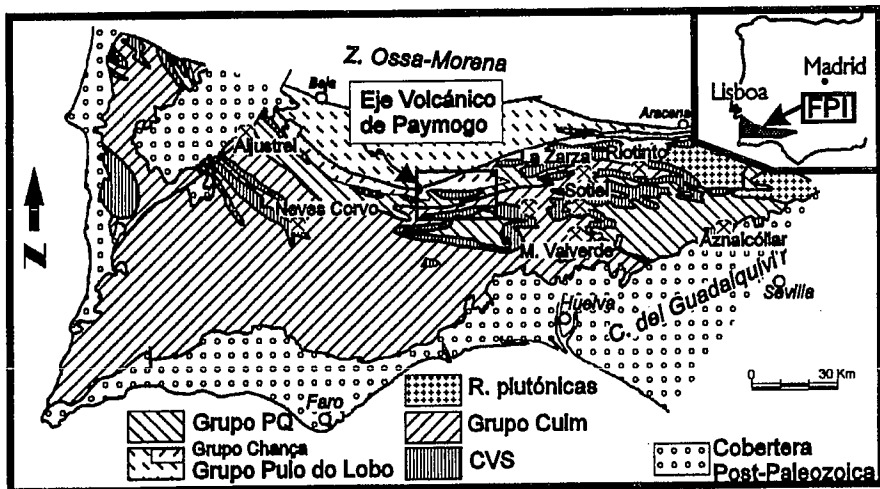


Fig. 1 - Localización geológica del área de estudio en la Faja Pirítica Ibérica (FPI) (Modificación de Carvalho et al., 1976)

Fig. 1 - Geological setting of the study area in the Iberian Pyrite Belt (FPI) (Modified after Carvalho et al., 1976)

rias similares a las del CVS de otras áreas de la FPI, pero con escasos afloramientos de rocas básicas (Fig. 2). En esta zona se han distinguido tres fases de deformación que afectan poco a las rocas volcánicas masivas (Salpeteur, 1976). Estos materiales están cabalgados en el norte por rocas de la Formación Gafo y en el sur cabalgan, a su vez, sobre materiales pertenecientes a la Formación Gafo y a la Formación Casas del Duque.

Los afloramientos del PQ en el eje de Paymogo son escasos y están constituidos esencialmente por pizarras, litarenitas y cuarzoarenitas. Hacia el techo de estos materiales aparecen intercalaciones de rocas volcanoclásticas con fragmentos de

cris-tales de cuarzo y plagioclasa (albita). La transición del PQ hacia los materiales del CVS es rápida, en pocos metros se generaliza la presencia de materiales volcanoclásticos de composición esencialmente dacítica. Estos materiales constituyen una serie potente con estructuras masivas en la base y granoclasificadas hacia el techo, con algunos niveles de lutitas. Estas rocas están compuestas esencialmente por cristales y fragmentos de cristales de cuarzo y plagioclasa ( $\pm$ piroxeno), de tamaño de grano medio a grueso, y escasos fragmentos líticos de composición dacítica, incluidos en una matriz formada esencialmente por clorita y sericita. Localmente se observan

intercalaciones de pizarras grafitosas con diseminaciones de pirita.

Asociados a esta secuencia volcanoclástica se hallan diversos niveles de rocas dacíticas, de composición y textura variable. Estas dacitas son las rocas más abundantes de la zona (Fig. 2). Su textura es generalmente afanítica porfídica, con fenocristales de cuarzo xenomorfo y de plagioclasa ( $\pm$ clinopiroxeno), de tamaño de grano medio a grueso, incluidos en una matriz felsítica. En algunos sectores, estas dacitas poseen enclaves ígneos, algo más máficos, y de tamaño de grano más fino que la roca huésped. La tabla I muestra algunos análisis químicos representativos de términos extremos de esta serie de rocas. En los niveles epiclásticos que están a techo de estas dacitas se encuentran asociados niveles de sulfuros masivos (Los Silos I y Gibraltar).

A techo de la secuencia dacítica descrita, aparecen localmente capas, de potencia variable, compuestas por brechas y areniscas volcánicas de composición esencialmente riolítica. Estas rocas están formadas por una gran variedad de clastos volcánicos (pómez, fragmentos de vidrio, clastos líticos, etc.) y fragmentos de cristales (esencialmente cuarzo y feldespatos), pobremente clasificados, incluidos en una matriz de tamaño de grano muy fino. Los rasgos texturales y de organización interna de estas capas son característicos de depósitos de flujo de masas volcanoclásticas, aunque en determinadas capas se han hallado evidencias de deformación plástica de algunos de los clastos, lo que sugiere la existencia local

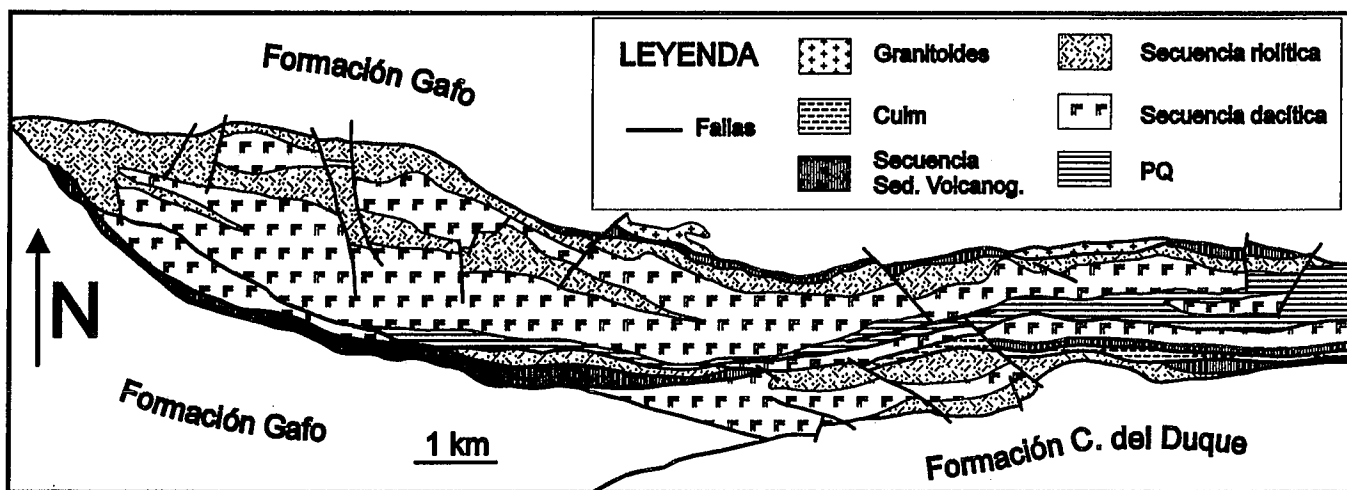


Fig. 2 - Mapa Geológico del eje volcánico de Paymogo

Fig. 2 - Geological sketch map of the Paymogo volcanic lineament



Fig. 3 - Contacto entre un sill dacítico (zona inferior de la fotografía) y un nivel de jaspes (zona superior de la fotografía). La textura de fracturación *in situ* mostrada por la dacita y la inyección de jaspe en el sill son indicativos de interacción de un magma con un sedimento húmedo.

Fig. 3 - Dacite-jasper contact. The *in situ* fracturation texture shown by dacite, as well as jasper injection in the sill, point to west sediment-magma interaction.

de depósitos de flujos piroclásticos.

Toda esta secuencia previa aparece intruida por domos, diques y sills de composición esencialmente riolítica (Tab. 1), constituidos por facies coherentes y autobrechas (*sensu*, McPhie *et al.*, 1993). Las facies riolíticas coherentes muestran una textura afanítica porfídica y están formadas esencialmente por fenocristales de plagioclasa (albita) y cuarzo en una matriz felsítica con esferulitos cuarzo-feldespáticos. Las facies riolíticas autoclásticas están constituidas por fragmentos riolíticos con textura afanítica porfídica y contactos curvoplanares incluidos en una matriz ígnea de similar composición. Estos clastos muestran evidencias de fracturación *in situ* y texturas perlíticas. Estas autobrechas son más abundantes hacia el norte y oeste de la estructura, mientras que hacia el sur y este predominan las facies coherentes. Hacia el este, las facies riolíticas coherentes y autoclásticas desaparecen, en tanto que son más abundantes los términos volcanoclásticos.

Hacia el techo de todos estos niveles se halla la secuencia representada esencialmente por rocas volcanoclásticas de granulometría fina a las que aparecen asociados niveles de jaspes a veces mineralizados en manganeso. Esta secuencia está formada principalmente por tobos, tufitas, pizarras moradas y niveles sedimentarios ricos en radiolarios, local-

mente intruidos en algunos sectores por sills de composición dacítica similares a los de la secuencia inferior, aunque con fenocristales de cuarzo mucho más escasos. Estos sills suelen mostrar claras evidencias de interacción con la roca encajante (Fig. 3), que se ponen de manifiesto por texturas de fracturación *in situ* y relleno posterior de dichas fracturas por materiales sedimentarios huéspedes. Localmente, y a techo de todos los niveles previos se hallan los materiales del Culm.

### Conclusión

Las rocas del área de Paymogo muestran una evolución espacio-temporal del tipo de actividad, que no implica variaciones composicionales de las rocas ígneas. El vulcanismo ácido inicial es esencialmente piroclástico y de composición dacítica. Los materiales correspondientes a esta primera etapa fueron en parte redepositados por mecanismos de transporte en masa hacia zonas más deprimidas de la cuenca. La continuación de la actividad ígnea se manifiesta por la existencia de flujo de masas y flujos piroclásticos de naturaleza esencialmente riolítica intruidos por diques, sills y domos de similar composición que originan fenómenos de interacción con el huésped húmedo.

La etapa final de esta fase da lugar a un redepósito de estos materiales, junto

Tipo de roca	Dacita		Riolita	
	R-11	R-40	R-71	G-3
SiO <sub>2</sub>	62,90	73,80	77,80	78,00
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,36	0,20	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,70	13,40	11,60	11,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,14	1,92	1,64	0,91
FeO	2,90	1,00	0,40	0,20
MnO	0,06	0,01	0,00	0,00
MgO	2,96	0,42	0,08	0,06
CaO	5,48	2,07	0,58	0,26
Na <sub>2</sub> O	4,21	3,51	5,01	3,23
K <sub>2</sub> O	0,80	3,53	2,63	5,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,07	0,03	0,01
LOI	2,10	0,90	0,20	0,10
Rb	27	105	62	126
Ba	129	431	285	527
Sr	187	117	55	26
Zr	117	138	162	63
Y	18	30	27	45
Sc	19	12	4	3
V	106	56	7	2>
Cr	24	48	11	15
Li	24	14	3	1

Tabla. 1- Análisis químico

Table 1.- Chemical analysis

con otras rocas sedimentarias. Esta secuencia sedimentaria, esencialmente vulcanogénica, está intruida localmente por sills dacíticos que muestran evidencias de interacción con niveles sedimentarios húmedos.

Esta secuencia muestra la complejidad de la evolución del vulcanismo ácido de la Faja Pirítica Ibérica cuando se analiza a escala local. Por esta razón, sugerimos que la extrapolación de cualquier secuencia evolutiva local para toda la FPI debe ser considerada con reservas en el estado actual del conocimiento.

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado en el marco del proyecto AMB94-0243, así como por la Junta de Andalucía (Grupo P.A.I. 4067).

### Referencias

- Barriga, F.J.A.S. (1990): In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E., Eds.). Springer-Verlag, Berlín: 369-379.
- Boulter, C.A. (1993a): *Trans. Inst. Min. Metall. London*, 102: 30-38.
- Boulter, C.A. (1993b): *Geology*, 21: 801-804.
- Carvalho, D., Conde, L., Enrile, J., Oliveira, V y Schermerhorn, L.J.G. (1976): *Commun. Serv. Geol. Port.*, 60: 271-315.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala*

- 1:1.000.000. Serv. Publ. Ministerio de Industria, IGME.
- Lécolle, M. (1977): *Tesis Univ. Pierre et Marie Curie, Paris (Francia)*, 609 p.
- McPhie, J., Doyle, M., y Allen, R. (1993): *Volcanic textures*. Universidad de Tasmania (Australia), 198 p.
- Mitjavila, J., Martí, J. y Soriano, C. (1997): *Jour. Petrol.*, 38: 727-755.
- Moreno, C. (1993): *Jour. Sed. Petrol.*, 63: 1118-1128.
- Moreno, C. y Sáez, R. (1991): *XII Europ. Reg. Mtg, Sediment I.A.S.*, Bergen (Noruega), p. 12.
- Moreno, C., Sierra, S. y Sáez, R. (1996): In: *European Dinantian Environments* (Strogen, P., Sommerville, I.D. y Jones, G.L., Eds.). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 107: 153-162.
- Munhà, J. (1990): In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E., Eds.). Springer-Verlag, Berlin: 363-368.
- Quesada, C. (1991). *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- Routhier, P., Aye, F., Boyer, C., Lécolle, M., Molière, P., Roger, G., y Picot, P. (1978). *Mem. Bur. Rech. Geol. Min.*, 94: 1-265.
- Sáez, R., Almodóvar, G.R., y Pascual, E. (1996). *Ore Geol. Rev.*, 11: 429-451.
- Salpeteur, I. (1976): *Tesis, Univ. Nancy I. (Francia)*
- Schermerhorn, L.J.G. (1971). *Bol. Geol. Min.*, 82: 239-268.
- Silva, J.B., Oliveira, J.T. y Ribeiro, A. (1990). In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E., Eds.). Springer-Verlag, Berlin: 348-363.
- Strauss, G.K. (1970). *Mem. del Inst. Geol. Min. España*, 77: 1-266.
- Van den Boogaard, M. (1967). *Tesis Univ. Rotterdam*, 113 p.
- Van den Boogaard, M. y Schermerhorn, L.J.G. (1975). *Scripta Geol.*, 28: 1-41.