

# El Piroxeno de las rocas volcánicas miocenas de la isla de Fuerteventura (Islas Canarias)

*Pyroxenes in the miocene volcanic rocks of Fuerteventura (Canary islands)*

J.L. Brändle (\*), E. Ancochea (\*), M.J. Huertas (\*), C.R. Cubas (\*\*), F. Hernán (\*\*)

(\*) Dpto. Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense - Inst. Geología Económica. C.S.I.C. Fac. C. Geológicas. 28040 Madrid.

(\*\*) Dpto. Edafología y Geología. Universidad de La Laguna. 38206 Tenerife.

## ABSTRACT

Pyroxene (diopside or augite) is present in all rocks of the Miocene Volcanic Complexes on Fuerteventura. Pyroxene phenocrysts are specially abundant in basalts, in which they represent a third of all phenocrysts. The  $En/(En+Fs)$  ratio decreases from core to rim in the scarce zoned phenocrysts and is always lower in the small crystals forming the groundmass. The En-content is also closely related to the total-rock weight percent MgO. The variation in a rock sample is, sometimes, as large as the one observed as a whole. The total range is  $En_{85-69}$  in basalts,  $En_{81-63}$  in trachybasalts,  $En_{77-64}$  in basaltic trachyandesites,  $En_{74-68}$  in trachyandesites and  $En_{70-62}$  in trachytes. The maximum En-content of basalts remains constant regardless the rock MgO concentration. This is due to crystallisation of pyroxene after an important amount of olivine, when the residual liquid is strongly Mg-depleted. The Ca+Na - Ti concentrations are those typical of alkaline rocks, showing an evident increase in Wo-component with increasing rock alkalinity. The Wo-component decreases from phenocrysts to groundmass in mildly alkaline rocks, remains constant in middle alkaline rocks and increases in strongly alkaline and ultra-alkaline rocks.

**Key words:** Pyroxenes, Alkaline rocks, Canary islands, Fuerteventura, Old Basaltic Series.

Geogaceta, 20 (3) (1996), 561-563

ISSN:0213683X

## Introducción

El piroxeno se encuentra presente prácticamente en todas las rocas volcánicas de Canarias. Sin embargo, no son frecuentes en este archipiélago, ni en otras provincias volcánicas alcalinas, estudios sobre su variación composicional. Este trabajo se basa en el estudio de su distribución en más de mil muestras de las rocas volcánicas miocenas de Fuerteventura y en los datos de 220 análisis químicos de sus piroxenos.

En los materiales volcánicos miocenos de Fuerteventura, se han diferenciado tres Complejos Volcánicos: Norte (CVN), Central (CVC) y Sur (CVS), con evoluciones independientes (Ancochea *et al.*, 1991; Cubas *et al.*, 1992; Hernán *et al.*, 1993; Ancochea *et al.*, 1993; Ancochea *et al.*, 1995). Cada uno de ellos es el resultado de diferentes fases de crecimiento con una duración de varios millones de años y separadas normalmente por importantes períodos de inactividad.

En estos complejos, como término medio, el 80% de las rocas son basaltos (según el diagrama TAS de la IUGS), el 16% traqui-

basaltos y el 4% traquiandesitas basálticas o traquiandesitas, siendo muy inferior la presencia de traquitas (Ancochea *et al.*, 1993).

## Distribución del piroxeno.

El piroxeno aparece en todos los tipos petrológicos, independientemente de cual sea la alcalinidad de la serie o del grado de evolución de la roca. Aparece siempre en la matriz y con mucha frecuencia también como fenocristal.

Es el segundo fenocristal en orden de abundancia después del olivino y está práctica-

mente presente en todas las rocas excepto en algún tipo sálico, siendo especialmente abundante en los basaltos. En el 32% de los basaltos es el fenocristal más abundante, si bien esta proporción varía ampliamente de un Complejo volcánico a otro (Tabla 1). Así, son muy pocos los basaltos en los que el piroxeno es el fenocristal dominante en el CVN, mientras que en el CVS-I es el fenocristal más abundante en dos tercios de los casos.

Del total de fenocristales de los basaltos alrededor del 40% son de piroxeno, destacando que mientras en los Complejos volcánicos

	CVN-I	CVN-II	CVC-I	CVC-II	CVC-III	CVS-I	CVS-II	CVS-III	Media
% de fenocristales medio en los basaltos	13	10	11	16	12	19	11	22	13
% de basaltos con piroxeno como fenocristal dominante	0	9	46	35	45	67	10	41	32
% de fenocristales de piroxeno en el total fenocristales	27	21	51	48	45	53	42	42	41

Tabla 1.- Distribución y abundancia de los fenocristales de piroxeno en los basaltos en los distintos Complejos volcánicos

Table 1.- Distribution and abundance of pyroxene phenocrysts in the basalts on the different Volcanic Complexes.

central y sur lo son entre el 40% y 50% de los fenocristales, en el CVN sólo lo son entre el 21 y el 27%. En los tipos basálticos con más del 30% de fenocristales es más abundante el piroxeno que el olivino, es decir predominan los tipos ankaramíticos.

**Clasificación y variaciones composicionales**

Para su clasificación se han seguido los criterios de Morimoto *et al.*, (1988 y 1989). Todos se proyectan en el campo «Quad» del diagrama Q-J de dichos autores por lo que corresponden a piroxenos de Ca-Mg-Fe. La mayor parte lo hacen próximos al eje Q y a la línea de  $J/(Q+J) = 0,2$ , es decir sus cationes son esencialmente Ca, Mg y Fe.

Por su posición en el cuadrilátero de piroxenos (Fig.1), se trata de clinopiroxenos de tipo diópsido y augitas. Algunos se proyectan por encima de la línea de  $Wo = 50\%$ , pero se trata de un efecto causado al recalcular a 100 los tres componentes, por lo que, si se consideran todos los cationes, el contenido en Wo es claramente inferior al 50%. En el total, el por-

centaje en Wo varía entre el 28% y el 44%, siendo sobre todo frecuentes los contenidos entre el 35% y el 40%.

En la Figura 2 se representa el contenido en enstatita ( $En/(En+Fs)$ ) en función del contenido en MgO de la roca, separando los piroxenos que corresponden a fenocristales de los de la matriz y de los microfenocristales. Estos últimos presentan características intermedias entre fenocristales y matriz. El componente enstatítico varía para el conjunto de las rocas entre  $En_{85}$  y  $En_{62}$ , siendo la variación para cada roca individual (fenocristales a matriz) de un 10% a 15%.

El zonado es escaso y habitualmente normal, con una disminución en el contenido en enstatita de núcleo a borde del 4% al 15%. El Ti suele aumentar del orden de un 1% hacia el borde y no se aprecia aumento de Na, incluso a veces, al contrario se observa una ligera disminución.

En general puede apreciarse un descenso en el contenido en enstatita desde los basaltos a las traquitas y, dentro de cada roca, de fenocristal a matriz (Figs. 1 y 2). En los basaltos ( $MgO > 6\%$ ) la disminución del contenido en En con el descenso en MgO de la roca es escasa. Los conteni-

dos máximos en enstatita en cada roca permanecen casi constantes y es en los contenidos mínimos en donde se aprecia el descenso. Así, en los basaltos con más del 10% de MgO el contenido en enstatita varía entre  $En_{85}$  y  $En_{73}$ , mientras que en los que tienen menos del 10% lo hace entre  $En_{85}$  y  $En_{69}$ .

La variación dentro de los fenocristales o de fenocristales a matriz de una misma roca puede ser equivalente a la del conjunto de los basaltos. Los fenocristales varían de  $En_{85}$  a  $En_{72}$  y la matriz de  $En_{78}$  a  $En_{69}$ . En los traquibasaltos (MgO entre 4% y 6%) los fenocristales tienen entre  $En_{81}$  y  $En_{73}$  y la matriz entre  $En_{75}$  y  $En_{63}$ . En las rocas más sálicas hay menos datos, pero parece proseguir la pauta:  $En_{77}$  a  $En_{64}$  en traquiandesitas basálticas (MgO entre 2% y 4%),  $En_{74}$  a  $En_{68}$  en traquiandesitas (MgO entre 2% y 1%) y  $En_{70}$  a  $En_{62}$  en traquitas (MgO < 1%).

La escasa variación en el contenido máximo en enstatita en los fenocristales de los piroxenos de los basaltos, podría indicar, como sucede con el contenido en forsterita de los olivinos un origen heredado de alguno de los fenocristales (Ancochea *et al.*, 1996). Sin embargo, los modelos de cristalización de Nielsen *et al.*, (1988), aplicados en estas rocas por Ancochea *et al.* (1993), indican que en los términos basálticos el piroxeno no es nunca el primer cristalizado y no cristaliza hasta que el olivino lo ha hecho en un porcentaje importante, siendo entonces el contenido en MgO del líquido muy inferior al del líquido inicial.

La homogeneidad composicional de los fenocristales, indicaría pues, que aunque el contenido en magnesio de los líquidos iniciales es distinto, el contenido de dicho óxido en el líquido en el momento de iniciarse la cristalización del piroxeno es bastante similar, entorno al 7%, y es esto lo que hace que sus composiciones sean parecidas.

En los términos más evolucionados, en los que el olivino deja de ser primer cristalizado, se aprecia en cambio el descenso correlativo del MgO de la roca y de la enstatita del piroxeno.

Los estudios geotermométricos que con frecuencia se hacen entre clinopiroxeno y líquido, no pueden asumir por tanto, que el contenido en MgO de la roca es el del líquido en equilibrio con el clinopiroxeno, salvo que éste sea el primer cristalizado, lo que no suele ser el caso en basaltos de afinidad alcalina.

**Variación de la composición con la alcalinidad**

Entre los piroxenos de los distintos Complejos volcánicos existen algunas diferencias composicionales que son debidas fundamentalmente a la diferente alcalinidad de los magmas en cada Complejo.

Existen trabajos clásicos que intentan establecer relaciones entre la composición de los clinopiroxenos y la de la roca (Kushiro, 1960; Le Bas, 1962; Verhoogen, 1962, Nisbet y Pear-

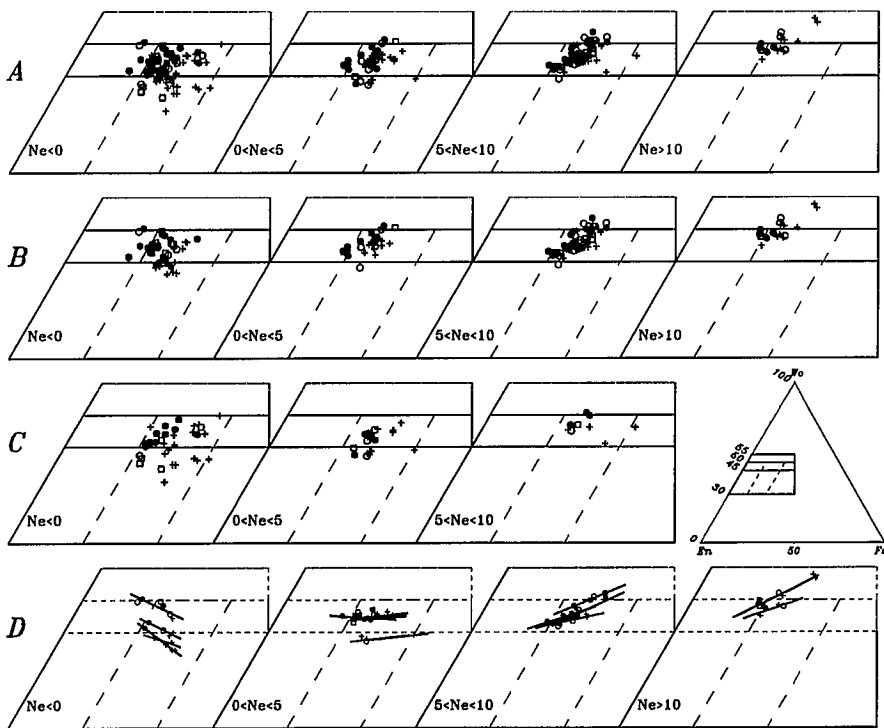


Fig. 1.- Proyección de la composición de los piroxenos en el diagrama Wo-En-Fs, según el contenido en nefelina normativa de la roca. A: Todos los piroxenos B: Rocas Básicas ( $MgO > 6\%$ ). C: Rocas Intermedias o Sálicas ( $MgO < 6\%$ ). D: trayectorias de variación composicional dentro de una misma roca. Círculo negro: fenocristales (núcleo). Círculo: fenocristales (borde). Cuadrado: microfenocristales. Cruz: matriz.

Fig.1.- Pyroxenes composition plotted in Wo-En-Fs diagram in relation to Ne-content. A: All pyroxenes. B: Basic rocks ( $MgO > 6\%$ ). C: Intermediate to felsic rocks ( $MgO < 6\%$ ). D: Composition variation trend in a rock sample. Circle: phenocrysts (rim). Circle filled: phenocrysts (core). Box: micro-phenocrysts. Cross: groundmass.

ce, 1977, Leterrier *et al.*, 1982). En ellos se concluye que, en general, los clinopiroxenos de rocas alcalinas tienen más Ti, Ca, Al y Na que los de rocas subalcalinas.

La mayor parte de los piroxenos de Fuerteventura se sitúan en el campo alcalino de los diagramas de Le Bas (1962), pero buena parte pasan a su campo «peralcalino» (equivalente a fuertemente alcalino y ultraalcalino).

El diagrama Ca+Na - Ti de Leterrier *et al.*, (1982) permite discriminar entre los piroxenos de rocas subalcalinas (con menos Ti y Ca+Na) y los de las alcalinas. En nuestro caso, casi todos los piroxenos (el 95%) se proyectan en el campo de los de las rocas alcalinas de dichos autores y el resto lo hacen en el sector de superposición alcalino-subalcalino. A pesar de que Gamble y Taylor (1980) indican que la composición de los clinopiroxenos de la matriz puede reflejar peor la naturaleza de la roca que la de los fenocristales, en el caso de los piroxenos de Fuerteventura la proyección de fenocristales y de matriz es muy parecida, tal como indicaban Leterrier *et al.*, (1982). Por otro lado, tanto los piroxenos de las rocas basálticas como los de las más evolucionadas se sitúan en el campo alcalino y en posiciones similares.

El aumento en el contenido en el componente wollastonítico de los piroxenos con la alcalinidad de la roca ha sido mencionado por Le Bas (1962) y por Fodor *et al.*, (1975). Estos últimos autores indican que en Hawaii los piroxenos ricos en calcio de las rocas toleíticas tienen unos contenidos en wollastonita entre  $Wo_{30}$  y  $Wo_{40}$ , mientras que las alcalinas tienen entre  $Wo_{38}$  y  $Wo_{48}$  y las nefelinitas entre  $Wo_{47}$  y  $Wo_{51}$ .

En la Figura 1 se han proyectado los piroxenos en función de la alcalinidad de las rocas separando las que no tienen nefelina normativa (que son de carácter ligeramente alcalino o transicional, Ancochea *et al.*, 1993), de las que tienen entre 0% y 5% de nefelina (moderadamente alcalinas), de las que tiene entre 5% y 10% de nefelina (moderada a fuertemente alcalinas) y de las que tienen más del 10% de nefelina normativa (fuertemente alcalinas a ultraalcalinas). Puede apreciarse tanto en el caso de los piroxenos de los basaltos (Fig. 1B), como en los de las rocas más evolucionadas (Fig. 1C) como existe un claro aumento de la proporción de wollastonita con la alcalinidad, de forma que mientras que en las rocas sin Ne normativa los piroxenos son diópsidos y augitas, en las más alcalinas son prácticamente todos diópsidos.

Por otra parte, las variaciones composicionales dentro de los piroxenos de cada roca son diferentes según la alcalinidad de las mismas. Así (Fig. 1D), mientras en las rocas ligeramen-

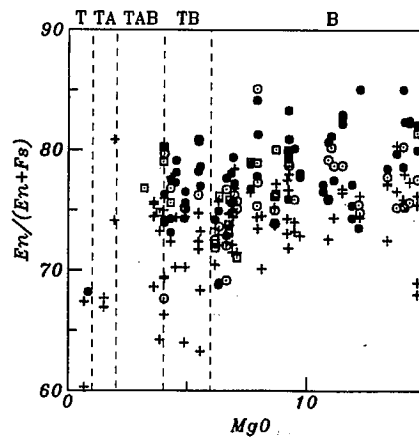


Fig. 2.- Variación del contenido en En de los piroxenos en función del MgO de la roca. Traquitas (T), Traquiandesitas (TA), Traquiandesitas basálticas (TAB), Traqui-basaltos (TB) y Basaltos (B). Símbolos como en la figura 1.

Fig. 2.-  $En/(En+Fs)$  ratio in pyroxenes against rock  $MgO\%$ . T: trachytes. TA: trachyandesites. TAB: basaltic trachyandesites. TB: trachybasalts. B: basalts. Symbols as in Fig. 1.

te alcalinas el contenido en Wo disminuye de fenocristales a matriz, en las moderadamente alcalinas se mantiene prácticamente constante y en las fuertemente alcalinas y ultraalcalinas aumenta claramente.

### Conclusiones

El piroxeno es una fase omnipresente en las rocas de los Complejos Volcánicos miocenos de Fuerteventura. Como fenocristal es especialmente abundante en los basaltos, en los que es el dominante en la tercera parte de ellos.

Se trata siempre de clinopiroxeno de tipo diópsido o augita. Su contenido en enstatita disminuye de los fenocristales a la matriz y al disminuir el MgO de la roca, siendo en algunos casos la variación dentro de una misma roca análoga a la de todo el conjunto. En total varían de  $En_{85}$  a  $En_{69}$  en basaltos, de  $En_{81}$  a  $En_{63}$  en traqui-basaltos, de  $En_{77}$  a  $En_{64}$  en traquiandesitas basálticas, de  $En_{74}$  a  $En_{68}$  en traquiandesitas y de  $En_{70}$  a  $En_{62}$  en traquitas.

En los basaltos el contenido máximo en enstatita se mantiene prácticamente constante aunque varíe la concentración en MgO de la roca. Ello es debido a que cristaliza cuando ya lo ha hecho una cantidad importante de olivino y el líquido tiene una cantidad de MgO muy inferior al de la roca en su conjunto.

Se aprecia un claro aumento del contenido en el componente wollastonítico de los piroxenos al aumentar la alcalinidad de las rocas. Dentro de una misma roca la cantidad de wollastonita de los piroxenos disminuye de los fenocristales a la matriz en los de las rocas ligeramente alcalinas, se mantiene constante en las moderadamente alcalinas y aumenta en las fuertemente alcalinas y ultraalcalinas.

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con el Proyecto PB94-0237. Los análisis de piroxeno han sido efectuados en la microsonda de la Universidad Blaise Pascal-CNRS de Clermont-Ferrand (Francia), en la Universidad de Oviedo y en el Centro de Microscopía de la Universidad Complutense.

### Referencias

- Ancochea, E.; Cubas, C.R.; Hernán, F. & Brändle, J.L., 1991. *Geogaceta*, 9: 60-62.
- Ancochea, E.; Brändle, J.L.; Cubas, C.R.; Hernán, F. & Huertas, M.J., 1993. *Memor. R. Acad. Cienc. Exac. Fís. Nat. de Madrid*, 27: 151 pp.
- Ancochea, E.; Brändle, J.L.; Cubas, C.R.; Hernán, F. & Huertas, M.J., 1995. *Jour. Volc. Geoth. Res.* (en prensa).
- Ancochea, E.; Brändle, J.L.; Cubas, C.R.; Hernán, F. & Huertas, M.J., 1996. *Geogaceta* (en prensa).
- Cubas, C.R.; Hernán, F.; Ancochea, E. & Brändle, J.L., 1992. *Geogaceta*, 11: 79-81.
- Fodor, R.V.; Keil, K. & Bunch, T.E., 1975. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50: 173-195.
- Gamble, R. P. & Taylor, L. A., 1980. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47: 21-33.
- Hernán, F.; Ancochea, E.; Brändle, J.L. & Cubas, C.R., 1993. *Geogaceta*, 13: 62-64.
- Kushiro, I., 1960. *Amer. Jour. Sci.*, 258:548-554.
- Le Bas, M. J., 1962. *Amer. Jour. Sci.*, 260: 267-288.
- Leterrier, J.; Maury, R. C.; Thonon, P.; Girard, D. & Marchal, M., 1982. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 139-154.
- Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I. V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J.; Aoki, K. & Gottardi, G., 1988. *American Mineralogist*, 73:1123-1133.
- Morimoto, N., 1989. *Canadian Mineralogist*, 27: 143-156.
- Nisbet, E. G. & Pearce, J. A., 1977. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63: 149-160.
- Nielsen, R. L. 1988., *Comp. Geosciences*, 14: 15-35.
- Verhoogen, J., 1962. *Jour. Geol.*, 79: 168-181.