

Características composicionales del Complejo Volcánico Sur I de Fuerteventura (Islas Canarias)

Compositional features in the southern Volcanic Complex I of Fuerteventura (Canary Island)

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

(*) 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

The Southern Volcanic Complex I consists mainly of basalts with scarce felsic members. On the basis of chemical and mineralogical compositional features two groups could be considered. Both groups are alkaline, the first normal alkaline (in the Cofete Area) and the second one more alkaline (in the Mungía Area). When the proportions of crystallizing phases are estimated, these two groups show different behaviour. The first group is controlled by olivine and clinopyroxene and the second one by these two phases plus plagioclase and magnetite. These two different evolution paths culminate with also two different more differentiated members. The basic rocks in the Cofete Area are related to the trachytes of Montaña Azufrá whilst these in the Mungía Area are connected to the felsic rocks of Cofete Islet

Key words: Canary islands, Fuerteventura, old basaltic Series, geochemistry.

Geogaceta, 19 (1996), 35-38

ISSN: 0213683X

Introducción

En la isla de Fuerteventura, dentro de los materiales volcánicos miocenos, se han diferenciado de Norte a Sur tres Complejos Volcánicos con evoluciones independientes (Ancochea *et al.*, 1991; Cubas *et al.*, 1992; Hernán *et al.*, 1993; Ancochea *et al.*, 1993; Ancochea *et al.*, 1995).

El más meridional de ellos es el Complejo Volcánico Sur (CVS) cuya parte emergida constituye hoy día la península de Jandía. Éste está formado por tres unidades principales que fueron definidas por Ancochea *et al.* (1995) como Complejo Volcánico Sur I (CVS-I), Complejo Volcánico Sur II (CVS-II) y Complejo Volcánico Sur III (CVS-III).

El CVS-I está formado casi exclusivamente por basaltos siendo muy abundantes los piroclastos hidromagmáticos, que representan los momentos del comienzo de la emersión del edificio. Por encima aparecen coladas, con frecuencia ankaramíticas, y sólo esporádicamente aparecen rocas sálicas (Cubas *et al.*, 1992). Aflora principalmente en una banda a lo largo de toda la costa septentrional de la península, formando el acantilado o la base de la Pared. También lo hace en «ventanas» erosivas en los fondos de algunos barrancos y en relieves aislados dentro de la península de Jandía.

La posición del posible centro de

emisión del CVS-I, que se situaría en el interior de la península y en su parte central, se dedujo a partir de los diques; aunque la estratigrafía del CVS-I es compleja y es posible que existan diferentes episodios de actividad y tal vez diferentes centros de emisión (Ancochea *et al.*, 1993).

Características composicionales de las rocas del Complejo Volcánico Sur - I

Se han efectuado siete análisis de elementos mayores y traza de los términos no sálicos. De las rocas sálicas asimilables a esta unidad existe en la bibliografía un análisis de elementos mayores (Muñoz, 1969) y siete de elementos mayores con algunos traza (Cubas *et al.*, 1989).

Términos basálticos. Los análisis de estas rocas figuran en la Tabla 1. Los dos primeros (1501 y 1502) son de coladas de los tramos altos en el sector de Mungía. Los dos siguientes (1503 y 1504) pertenecen a coladas parcialmente alteradas, atravesadas por numerosos diques, del sector de la Degollada de Cofete. En este último sector se han analizado dos diques (1505, 1506), y también se analizó otro (1507) que aflora en la «ventana» del barranco del Pecenes-

cal. La dirección de los tres diques es la adecuada para la posición del centro de emisión deducido para el CVS-I por Ancochea *et al.* (1993), por lo que pueden ser considerados como pertenecientes al mismo.

Las rocas analizadas son todas ultrabásicas, con un contenido en SiO₂ entre 41 y 45%, que pasa a ser del 43 al 46% si se recalcula a 100 anhídras. Su variación composicional es pues, en este aspecto escasa. Sin embargo, el rango de variación con respecto a otros elementos es bastante mayor. Así, el contenido en MgO varía entre 13.9 y 6.4%, lo que unido a la variación paralela en níquel (de 467 a 94 ppm) y valor-MG (de 68.3 a 51.1) indica que los procesos de evolución magmática, aún siendo todas rocas escasamente evolucionadas, han tenido importancia.

Aunque todas las rocas son de composición relativamente homogénea, pueden distinguirse dos grupos, a uno pertenecen las rocas tanto coladas como diques (An. n° 1503 a 1506), que están próximas a la Degollada de Cofete y que denominaremos desde ahora de *Cofete*, mientras que el resto, situado más al Este, forma otro grupo que por su posición denominaremos de *Mungía* y que cronológicamente puede ser más reciente.

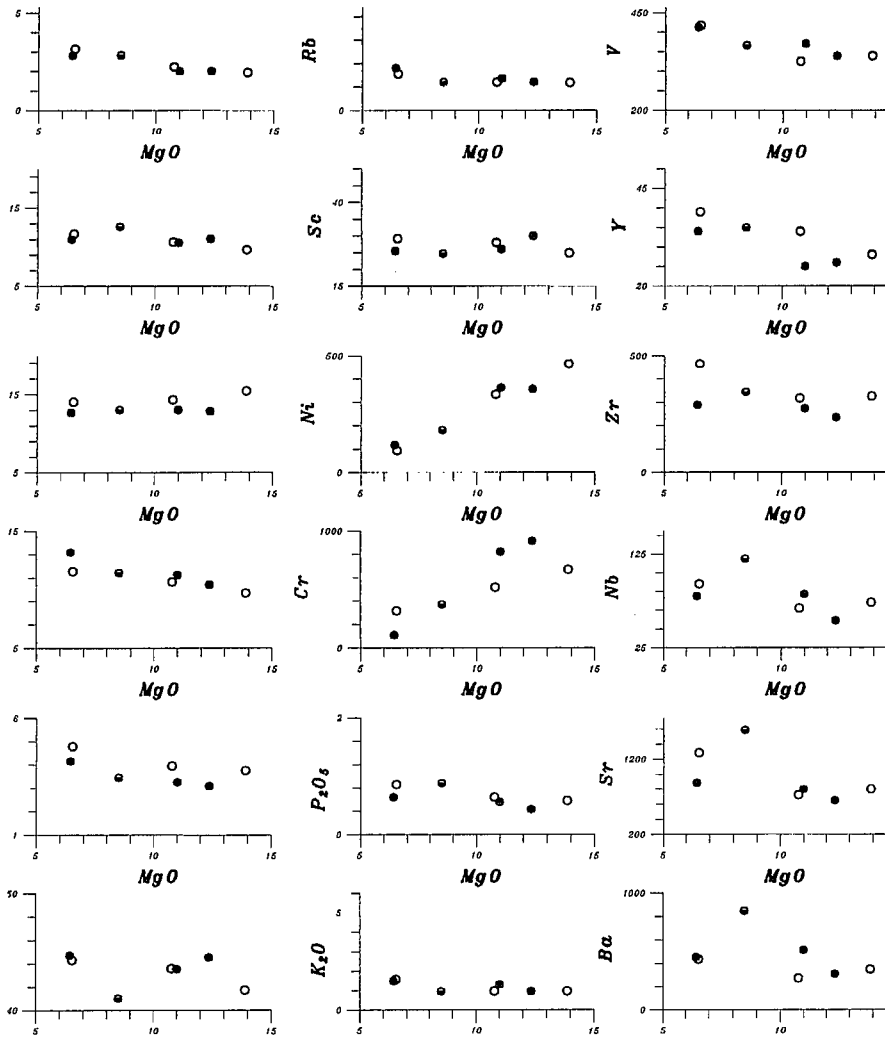


Fig.1.- Diagramas de evolución MgO - Elementos. Círculo negro: rocas del sector de Cofete. Círculo semilleno: roca n° 1504. Círculo blanco: rocas del sector de Mungía.

Fig.1.- Evolution MgO vs other elements diagram. Filled circles: Cofete Area. Half filled circles: N° 1504 rock. Open circle: Mungía Area.

Estas, como en general todas las rocas miocenas básicas de Fuerteventura, (Ancochea *et al.*, 1993) se proyectan en el campo alcalino de Macdonald y Katsura (1964). Las del sector de *Cofete* se proyectan en el campo de basaltos del diagrama TAS de la I.U.G.S. (excepto la 1504, que por su alteración se proyecta como tefrita); las del sector de *Mungía* en cambio lo hacen en el de basanitas o en el de basaltos muy próximo al de basanitas.

Normativamente la mayoría son nefelina normativas, aunque algunas tienen escasa hiperstena normativa (Hy + Ol). Si se recalcula el hierro a los valores de oxidación de Le Maitre (1976), todas pasan a ser Ne normativas y todas, menos la 1504 (por su alteración), tienen Ne < 5%, por lo que según los criterios de Green (1969) y Ancochea (1982) se clasificarían como basaltos alcalinos. Las rocas 1501 y 1502, clasificadas en el TAS como basanitas, no alcanzan más del 2% de Ne normativa, por

lo que han de considerarse también como basaltos alcalinos.

Nos encontramos pues con términos básicos o ultrabásicos alcalinos, de los que los del sector de *Cofete* son de *alcalinidad moderada*, mientras que los de *Mungía* (aún siendo también de alcalinidad moderada) tienen *tendencias hacia fuertemente alcalinas*.

Entre las rocas menos evolucionadas de los dos grupos, las de *Mungía* se caracterizan por mayores concentraciones de P, FeO_{tot}, Ti, Co, Zn, Zr e Y y menos en SiO₂, Al₂O₃, CaO, Cr, V, Sc, Cu, Rb y Ba (Fig.1).

Términos sálicos. Geográficamente las rocas sálicas asociadas al CVS-I aparecen en tres domos: Playa de Cofete, Islote de Cofete y Montaña Azufrá. Además en el techo del CVS-I afloran tobas sálicas que han sido correlacionadas por Cubas *et al.* (1989) en un caso con el domo del

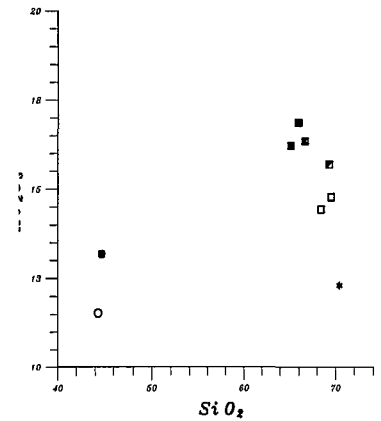


Fig.2.- Diagrama SiO₂ - Al₂O₃ de las rocas traquíticas y de los términos básico más evolucionados de los dos sectores. Círculos negros: Temino básico del sector de Cofete. Círculo blanco: Termino básico del sector de Mungía. Cuadrado negro: traquitas de Montaña Azufrá. Cuadrado blanco: traquitas del islote de Cofete. Cuadrado semilleno: traquitas de la playa de Cofete. Asterisco: toba traquítica

Fig.2.- %SiO₂ vs Al₂O₃ diagram of trachyte rocks and the most evolved basic members of both sectors. Filled Circles: Basic member Cofete Area. Open Circle: Basic member Mungía Area. Filled squares: Trachytes of Montaña Azufrá. Open Circle: Trachytes of Cofete Islet. Asterisk: Trachytic tuff

Islote de Cofete y en el otro con el de M^{na} Azufrá.

Sus características composicionales han sido puestas de manifiesto esencialmente por Cubas *et al.* (1989). Existen dos análisis del domo del Islote de Cofete, uno de la Playa de Cofete y otro de un canto de las tobas asociadas, todos ellos tienen características composicionales similares. En M^{na} Azufrá existen tres análisis del domo y uno de las tobas, todos muy semejantes entre sí.

Las traquitas de Cofete se diferencian de las de M^{na} Azufrá por su mayor contenido en SiO₂ y menor en Al₂O₃ y Na₂O (Fig.2). Todas son sobresaturadas y peralcalinas, pero mientras que las de M^{na} Azufrá tienen un contenido en cuarzo normativo medio que no alcanza el 5%, las de Cofete superan el 15%. Las de la playa de Cofete son, como las del islote, muy ricas en cuarzo, pero sin embargo, son las únicas que son metalumínicas.

Esta notable diferencia en el grado de sobresaturación puede probablemente reflejar un magma primario diferente para uno y otro grupo de rocas traquíticas. Así, mientras que las de M^{na} Azufrá, con bajo contenido en cuarzo, pueden ser el lógico término evolutivo de rocas básicas de tendencias más alcalinas y subsaturadas, las de Cofete pueden

Nº de roca	1501	1502	1503	1504	1505	1506	1507
SiO ₂	41.77	43.59	43.53	41.03	44.52	44.71	44.32
Al ₂ O ₃	9.73	10.64	11.24	11.41	10.39	13.18	11.53
Fe ₂ O ₃	5.27	5.95	6.23	8.37	4.40	7.44	5.28
FeO	9.21	7.52	6.12	4.17	7.60	4.69	7.89
MgO	13.88	10.78	11.00	8.50	12.35	6.44	6.54
CaO	9.71	10.64	10.55	12.60	11.03	10.99	11.71
Na ₂ O	1.95	2.22	2.00	2.83	2.00	2.81	3.15
K ₂ O	1.00	0.97	1.31	0.96	0.96	1.50	1.58
MnO	0.20	0.17	0.17	0.22	0.16	0.19	0.19
TiO ₂	3.77	3.95	3.25	3.45	3.08	4.15	4.79
P ₂ O ₅	0.59	0.64	0.56	0.88	0.43	0.64	0.86
H ₂ O	2.66	2.51	3.54	4.96	2.65	2.29	1.86
Total	100.77	99.58	99.5	99.38	99.57	99.03	99.70
Cr	673	516	820	369	913	108	316
Ni	467	333	362	181	356	118	94
Co	78	58	57	45	60	39	40
Sc	25	28	262	25	30	25	29
V	339	325	370	366	339	413	417
Cu	91	102	171	143	144	205	175
Zn	124	120	95	115	95	109	120
Rb	24	24	27	24	24	36	31
Ba	348	272	513	847	308	453	436
Sr	800	724	796	1586	650	884	1285
Ga	23	22	24	17	16	23	22
Nb	73	67	82	120	54	80	93
Zr	325	317	273	343	235	288	465
Y	28	34	25	35	26	34	39
U	1	--	2.7	--	--	--	--
Th	5.37	6	6.63	11	5	8	10
Be	220	200	222	320	160	250	320

Tabla 1.- Composición química de las rocas básicas del Complejo Volcánico Sur I.

Tabla 1.- Chemical composition of basic members of the Southern Volcanic Complex

proceder de magmas primarios menos subsaturados y alcalinos. No es de descartar que cada tipo de magma traquítico sea el derivado de cada uno de los grupos de rocas básicas mencionados anteriormente.

Química mineral

Las rocas basálticas del CVS-I son bastante porfídicas, dos terceras partes del total tienen entre el 10% y el 30% de fenocristales, con unas proporciones medias de olivino: 40%, clinopiroxeno: 55% y plagioclasa: 5% (Ancochea *et al.*, 1993). Se han efectuado análisis químicos mediante microsonda de las principales fases minerales de los

términos básicos, todos ellos pertenecen a las rocas 1501, 1502 y 1503. En la Tabla 2 figuran algunos de los más representativos.

En la roca 1501, la más básica, la composición de los fenocristales de olivino varía entre Fo₈₆ y Fo₈₁ de núcleo a borde, mientras que la de los clinopiroxenos lo hace de En₄₄Fs₉Wo₄₇ en los núcleos a En₄₀Fs₁₃Wo₄₈ en los bordes, éstos son además más ricos en Ti y Al. La composición de los microlitos de plagioclasa varía entre An₅₇ y An₄₇. En la 1503, de similar basicidad a la anterior, los fenocristales de olivino varían de Fo₈₃ a Fo₈₁, el clinopiroxeno de En₄₄Fs₉Wo₄₇ a En₄₁Fs₁₁Wo₄₈ y los microlitos de plagioclasa de An₆₀ a An₅₀. Finalmente en la

1502, algo más evolucionada que las otras dos, los olivinos entre Fo₇₉ y Fo₇₆, los clinopiroxenos entre En₄₃Fs₁₂Wo₄₅ a En₄₁Fs₁₄Wo₄₅ y los feldespatos de An₅₉₋₅₅Ab₃₉₋₄₂Or₂₋₃ en los microlitos, a An₂₉₋₁₇Ab₆₀₋₆₇Or₁₁₋₁₆ en los cristales intersticiales de la matriz.

Los óxidos de Fe-Ti corresponden en todos los casos analizados a titanomagnetitas, con contenidos de TiO₂ entre 24 y 31% en las de la matriz y del 15-17% en microfenocristales e inclusiones en fenocristales, éstos se caracterizan además por su mayor contenido en Al₂O₃ (5-6%) y Cr₂O₃ (5-11%).

Procesos de evolución magmática

Los contenidos en Ni y el valor de MG de estas rocas son en algunos casos bastante elevados, pero sin alcanzar casi nunca los característicos de los magmas primarios. En las rocas del grupo de *Cofete* sólo la n° 1505, con un valor-MG=68.35 y 356 ppm de Ni, los alcanza; el resto han debido ser el resultado de diferentes grados de evolución magmática. En el grupo de *Mungía* la roca n° 1501 tiene un valor-MG de magma primario (66.79), pero una concentración de Ni algo elevada (Ni=484 ppm), que puede reflejar un cierto grado de acumulación de máficos.

Los procesos responsables de esta evolución magmática no se evidencian, en este caso, por la variación en el contenido de SiO₂, sino por la del MgO, Ni y Zr. Con la disminución de MgO y Ni hay un incremento paralelo en Al₂O₃, Na₂O, K₂O, P, V, Ba, Rb, Sr, Th, Ti, Zr, Nb e Y y una disminución en FeO*, Co y Cr.

La disminución del MgO, FeO*, Ni y Cr indican que el proceso de evolución puede estar controlado por la extracción de fases máficas (olivino y clinopiroxeno), el aumento en Al₂O₃ indica una menor participación de la plagioclasa, que como hemos señalado no es un fenocristal común. La escasa variación en CaO ponen de manifiesto la participación de clinopiroxeno acompañada de olivino.

Considerando las rocas n° 1505 y n° 1501, respectivamente, como las representantes de los magmas más primarios de cada grupo y del que procederían el resto de las rocas, podemos cuantificar el enriquecimiento o disminución de los distintos elementos en cada roca normalizándolos a las mencionadas. Las rocas más evolucionadas son la 1507 y la 1506, que por otra parte son las de valor-MG más bajo (51 y 53). Los elementos de

n° análisis (n° roca)	112 1501	101 1501	118 1503	110 1501	127 1503	125 1503	116 1501	106 1501
tipo mineral	olivino núcleo	olivino borde	clinopirox. núcleo	clinopirox. borde	plagioclasa matriz	plagioclasa matriz	titanomag. matriz	titanomag. inclusión
SiO ₂	40.19	39.99	49.74	46.25	52.19	55.22	0.20	0.20
TiO ₂	--	0.10	1.46	3.05	0.13	0.15	26.91	14.81
Al ₂ O ₃	0.03	0.04	3.62	5.78	29.71	27.52	1.40	6.42
Fe ₂ O ₃	--	--	--	--	--	--	15.15	28.83
FeO	13.41	17.96	5.57	7.46	0.46	0.45	50.13	33.91
MnO	0.15	0.32	--	0.15	--	--	0.84	0.37
MgO	47.02	43.76	15.21	13.30	0.05	0.05	2.87	7.49
CaO	0.15	0.35	22.25	22.57	12.08	9.77	0.40	0.08
Na ₂ O	0.01	--	0.31	0.46	4.20	5.33	--	--
K ₂ O	--	--	--	0.01	0.23	0.37	--	--
Cr ₂ O ₃	0.09	0.04	0.65	0.05	--	0.07	0.06	7.14
NiO	0.38	0.21	--	0.01	0.07	0.01	0.09	0.24

Tabla 2.- Análisis representativos de las principales fases minerales de las rocas básicas

Table 2.- First mineral phases representative analyses for basic rocks (SVC-I)

	P	Zr	Sr	Y	Mayores
1502	8	-	-	17	21.2
1503	24	14	18	-	10.0
1506	33	19	26	24	27.2
1507	31	30	38	28	38.4

Tabla 3.- Valor mínimo de extracción (en %)

Table 3.- Minimum percent of crystallization

Modelo	% Ol	% Cpx	% Plag	% TiMt	% Extrac.	Residual
1501 a 1502	47.2	19.6	15.8	17.4	21.2	0.12
1501 a 1507	48.2	20.5	18.3	13.0	38.4	0.19
1505 a 1503	29.2	70.4	0.4	-	10.0	0.27
1505 a 1507	46.0	48.4	2.5	3.1	27.2	0.42

Tabla 4.- Modelo de cristalización (ver texto)

Tabla 4.- Fractional crystallization model

comportamiento más incompatible son K, P, Na, Th, Zr y Sr (con enriquecimientos máximos entre 1.4 y 1.6) y algo menos Ti, Y, Nb y Ba.

Para un coeficiente de distribución global igual a cero (D=0) el enriquecimiento nos permite calcular el grado de extracción. Si D>0 sólo podemos aproximarnos, siendo el valor obtenido, mínimo. En la Tabla 3 podemos apreciar para cada roca el valor mínimo de extracción (no se ha considerado la roca 1504 por su mayor grado de alteración). Las rocas 1502 y 1503 se habrían formado por extracciones menores que las 1506 y 1507.

Una mayor aproximación podemos obtenerla mediante modelos de ajuste por mínimos cuadrados a partir de los elementos mayores (Stormer y Nicholls, 1978). Los resultados de los modelos, utilizando la composición de las fases minerales analizadas, se reflejan en la Tabla 4, en todos los casos los residuales son muy bajos, lo que indica una buena aproximación del modelo.

En el caso de las rocas de *Mungía* los procesos de evolución magmática están controlados por la extracción fundamental de olivino (próximo al 50%), seguida de la de clinopiroxeno (20%), siendo el resto plagioclasa y magnetita en proporciones similares. La roca 1502 se habría podido formar a partir de un magma análogo al de la 1501 por un 21% de extracción, mientras que la 1507 lo sería mediante un 38% (Tabla 4).

En las de *Cofete*, la evolución puede estar controlada por la cristalización casi exclusiva de olivino y clinopiroxeno en proporciones similares, mientras que plagioclasa y magnetita sólo representarían un 5% del total (Tabla 4). La roca 1503 se podría haber formado por un 10% de extracción y la 1506 por un 27%.

La menor participación de plagioclasa y magnetita y mayor de clinopiroxeno en la evolución de las rocas de *Cofete* se refleja efectivamente en el mayor enriquecimiento en Al y Ti y menor enriquecimiento en Si y Ca, así como el descenso más acusado en Cr (Fig.1).

De mantenerse esas tendencias de cristalización, los líquidos finales de *Cofete* tendrían menos Si y más Al que los de *Mungía*. Esas son las diferencias fundamentales entre los dos tipos de traquitas antes mencionados (Fig. 2), por lo que las traquitas del islote de *Cofete* (con más Si y menos Al) podrían proceder de magmas similares a los basálticos de *Mungía*, mientras que las traquitas de M^{na} Azufrá (con menos Si y más Al) podrían proceder de rocas básicas similares a las de *Cofete* y ser tal vez más antiguas.

Conclusiones

El CVS-I esta compuesto fundamentalmente por rocas básicas siendo escasas las más sálicas. Dentro de la afinidad alcalina de estos materiales, podemos distinguir un grupo de rocas con tendencia moderadamente alcalina y otro tendiendo a más fuertemente alcalino.

Los procesos de cristalización en el primero están controlados por la extracción de olivino y clinopiroxeno, mientras que en el segundo participan también plagioclasa y magnetita. Las pautas evolutivas permiten suponer una relación de las rocas básicas del primer grupo con las traquitas de Montaña Azufrá y las del segundo con las del islote de Cofete.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con los Proyectos PB91-0147 CO2-01 y PB94-0237.

Referencias

Ancochea, E., 1982. *Tesis Doctoral*. U.C.M. 675 pp.
 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. Fis. 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)
 Cubas, C.R.; Fernández Santín, S.; Hernán, F.; Hernández-Pacheco, A. & De La Nuez, J., 1989. *Rev. Mat. y Proc.*, 6: 71-97.
 Cubas, C.R.; Hernán, F.; Ancochea, E. & Brändle, J.L., 1992. *Geogaceta*, 11: 79-81.
 Green, D.H., 1969. *Tectonophysics*, 7: 409-422.
 Hernán, F.; Ancochea, E.; Brändle, J.L. & Cubas, C.R., 1993. *Geogaceta*, 13: 62-64
 Le Maitre, R.W., 1976. *Contrib. Mineral Petrol.*, 56: 181-189.
 Macdonald, G.A. & Katsura, J., 1964. *Jour. Petrol.*, 5: 82-133.
 Muñoz, M., 1969. *Est. Geol.*, 25: 257-310.
 Stormer, J.C. & Nicholls, J., 1978. *Computer Geosciences*, 4: 143-159.