

LOS OXIDOS DE Fe-Ti DE LAS ROCAS CALCO-ALCALINAS DEL SURESTE DE ESPAÑA

J. López Ruiz (*), E. Rodríguez Badiola (*), A. Arroyo (*)
y R. Coy-Yll (**)

RESUMEN

Los óxidos de Fe-Ti que aparecen en las rocas calco-alcálicas del sureste de España son titanomagnetita e ilmenita, si bien también hay algunos cristales de maghemita, producto de la oxidación de la magnetita. La primera está presente en todos los tipos petrológicos existentes, pero la segunda está ausente en las andesitas basálticas e incluso en las andesitas menos silíceas.

Las titanomagnetitas presentan una baja proporción de moléculas de ulvoespinela (10.6-28.9%), reflejo del bajo contenido en TiO_2 de estas lavas. Asimismo, el porcentaje de R_2O_3 de las ilmenitas analizadas es relativamente reducido (19.7-26.5%). No obstante, tanto unas como otras muestran un progresivo enriquecimiento en dichas moléculas al pasar de las andesitas a las dacitas.

A partir de la composición química de ambas fases mineralógicas, utilizando las curvas de Buddington y Lindsley (1964), se ha estimado que las andesitas han cristalizado a temperaturas comprendidas entre 880°C y 855°C y bajo fugacidades de oxígeno del orden de $10^{-11.1}$ y $10^{-11.4}$ atm., mientras que las dacitas lo han hecho a temperaturas comprendidas entre 850°C y 810°C y fugacidades de oxígeno de $10^{-11.4}$ y $10^{-12.3}$ atm. La curva fO_2 -T de estas rocas se sitúa, pues, por encima de la del óxido de níquel-níquel (NNO).

Estas temperaturas de cristalización son algo más bajas que las calculadas utilizando el par ortopiroxeno-clinopiroxeno (Wood y Banno, 1973, y Wells, 1977). Sin embargo, puesto que existe un amplio consenso en considerar que el geotermómetro titanomagnetita-ilmenita es el más preciso, las temperaturas determinadas utilizando este par se consideran más correctas que las estimadas a partir de la composición de los piroxenos.

PALABRAS CLAVE: óxidos de Fe-Ti (titanomagnetita, ilmenita), geotermometría, rocas calco-alcálicas, región volcánica neógena del SE de España.

ABSTRACT

The Fe-Ti oxides appearing in the calc-alkaline rocks from SE Spain are titanomagnetite and ilmenite, although there are also some crystals of maghemite resulting from the oxidation of the magnetite. Titanomagnetite is to be found in all petrologic types, but the second is absent from the basaltic andesites and even from the less siliceous andesites.

The titanomagnetites present a low proportion of molecule ulvöspinel (10.6-28.9%), because of the low content in TiO_2 of these lavas. The percentage of R_2O_3 in the ilmenites analysed is relatively small (19.7-26.5%). However, both oxides are progressively richer in the above-mentioned molecules as they pass from andesites to dacites.

From the chemical composition of both coexisting oxide phases it has been estimated, using the curves of Buddington and Lidsley (1964), that the andesites crystallized at temperatures between 880°C and 855°C and under oxygen fugacities of around $10^{-11.1}$ and $10^{-11.4}$ atm., while the temperatures in the case of the dacites were between 880°C and 810°C, with oxygen fugacities of $10^{-11.4}$ and $10^{-12.3}$ atm. The fO_2 -T curve of these rocks is therefore situated above that of nickel-nickel oxide (NNO) buffer.

These crystallization temperatures are somewhat lower than those determined by using the pair orthopyroxene-clinopyroxene (Wood and Banno, 1973 and Wells, 1977). However, since it is widely considered that the titanomagnetite-ilmenite geothermometer is the most accurate, these temperatures are considered more correct than those determined from the composition of pyroxenes.

KEY WORDS: Fe-Ti oxide (titanomagnetite, ilmenite), geothermometry, calc-alkaline rocks, Neogene volcanic region from SE of Spain.

(*) Instituto de Geología, C.S.I.C., José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

(**) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

Introducción

Las rocas volcánicas neógenas del sureste de España han sido intensamente estudiadas en estos últimos años (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980, 1984, y Hertogen *et al.*, en prensa), por lo que actualmente se conocen con precisión los caracteres mineralógicos, petrológicos y geoquímicos de las diferentes series existentes, así como el proceso petrogenético mediante el cual se han generado los magmas

las rocas calco-alcalinas del sureste de España y a partir de su composición se establecen las condiciones de T y fO_2 bajo las que se han formado dichas rocas.

La región volcánica neógena del sureste de España

La región volcánica del sureste se encuentra situada en la parte oriental de la Cordillera Bética, en

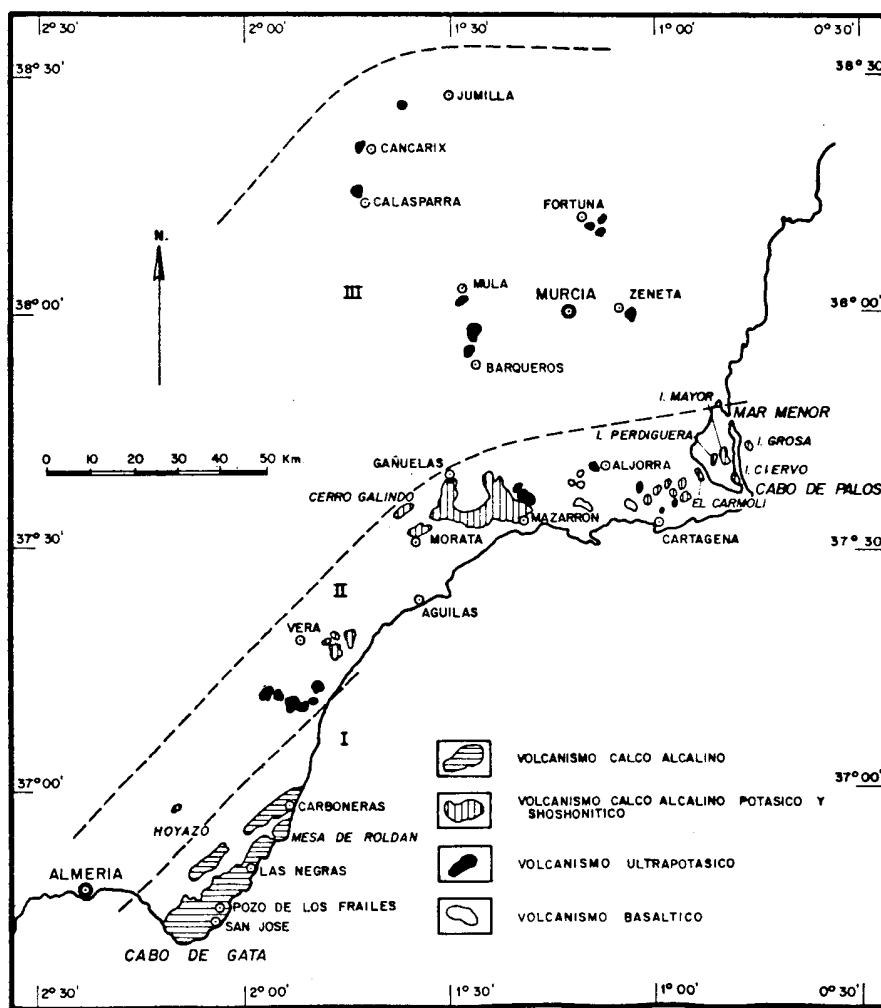


Fig. 1.—Localización de la región volcánica neógena del sureste de España y distribución de las diferentes series de rocas existentes.

correspondientes. No obstante, determinados parámetros físico-químicos de las mismas, como, p. ej., la temperatura y la fugacidad de oxígeno bajo la que ha tenido lugar su cristalización, son todavía imperfectamente conocidos.

En este trabajo, se estudian los óxidos de Fe-Ti de

donde ocupa una ancha banda que se extiende por la costa desde el Cabo de Gata al Mar Menor y por el interior hasta Jumilla (fig. 1). Los caracteres petrológicos y sobre todo geoquímicos que presentan las rocas de esta región, permiten distinguir (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980) cinco series de rocas:

calco-alcalinas (CA), calco-alcalinas potásicas (CAK), shoshoníticas (SH), ultrapotásicas (UP) y basaltos alcalinos (BA).

El volcanismo CA, constituido por andesitas basálticas, andesitas y dacitas, está restringido al sector

El volcanismo CAP, representado por andesitas y dacitas potásicas y el de naturaleza shoshonítica, integrado por banakitas y latitas, ocupan el sector Hoyazo-Vera-Mazarrón-Cartagena. Ambos episodios se caracterizan por el desarrollo de domos y diques

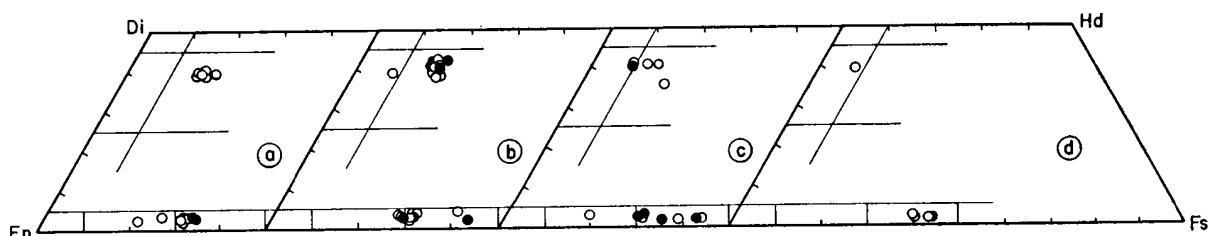


Fig. 2.—Composición de los piroxenos de las andesitas basálticas (a), andesitas (b), andesitas silíceas (c) y dacitas (d) del sureste de España, según datos de López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980 y en preparación). Los círculos blancos corresponden a fenocristales y los negros a microcristales.

del Cabo de Gata. Su emisión se ha desarrollado en varios ciclos, separados por períodos de inactividad. Los primeros ciclos se iniciaron con fases de elevada explosividad, que dieron lugar a la formación de ignimbritas, tobas y aglomerados, mientras que el último fue menos violento y se caracterizó por la formación de domos. En general, los materiales generados en los primeros ciclos son de composición basáltico-andesítica y andesítica, mientras que los originados en el último son de naturaleza dacítica.

y por la escasez de las manifestaciones lávicas y fragmentarias. Típicamente, los domos están constituidos por fragmentos más o menos angulosos englobados en una matriz de la misma composición. Sin embargo, localmente pueden adquirir carácter brechoide o tener estructura masiva, siendo en este último caso frecuente la existencia de disyunción columnar.

Las rocas UP —o lamproíticas— aparecen en chimeneas de diámetro reducido (~ 1 km.), como es el caso de las de Cancarix, Las Minas, Barqueros, Al-

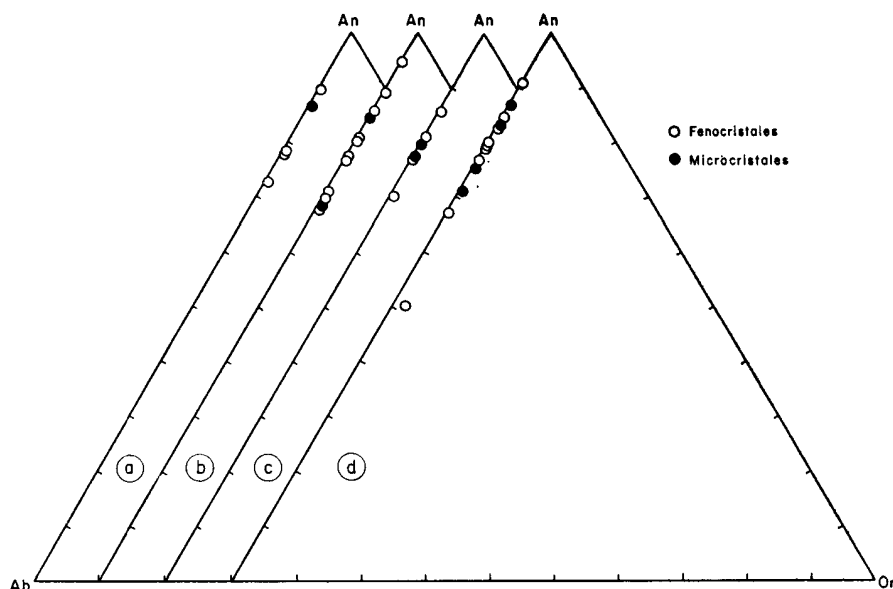


Fig. 3.—Composición de las plagioclasas de las andesitas basálticas (a), andesitas (b), andesitas silíceas (c) y dacitas (d) del sureste de España, según datos de López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980 y en preparación). Los círculos blancos corresponden a fenocristales y los

gorra, Mazarrón y Vera; en diques de escasa potencia (< 10 m.), como los de Fortuna y Mula, y más raramente en lavas.

Por último, el volcanismo basáltico alcalino ocupa una zona muy reducida, situada al noroeste de Cartagena. Los basanitoides, basaltos alcalinos y hawaitas de este episodio aparecen como materiales piroclásticos y coladas de escasa potencia, que se concentran alrededor de los centros de emisión.

Las determinaciones geocronológicas (K/Ar) llevadas a cabo (Bellon, 1976; Bellon y Brousse, 1977; Nobel *et al.*, 1981 y Bellon *et al.*, 1983), indican que la actividad volcánica comenzó hacia los -17 m. a. (es decir, a finales del Burdigaliense - principios del Langiense), con la generación de rocas CA, continuó con la aparición de rocas de afinidad CAP y SH, coetáneas o más recientes que las anteriores, siguió con rocas UP, y finalizó a finales del Plioceno, tras una interrupción de dos m. a., con un volcanismo basáltico alcalino.

Petrología y Geoquímica de las rocas calco-alcalinas

Las rocas CA presentan textura porfídica y matriz hipocristalina o vítrea. Las andesitas basálticas y las andesitas están constituidas (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980 y en preparación) por plagioclasa ($An_{95} - An_{68}$), ortopiroxeno ($En_{79}Fs_{18}Wo_3 - En_{55}Fs_{44}Wo_1$), clinopiroxeno ($En_{50}Fs_{10}Wo_{40} - En_{42}Fs_{17}Wo_{41}$) y magnetita, si bien en las más silíceas de estas últimas aparecen también anfíbol (hornblenda-cummingtonita), biotita e ilmenita. A su vez, los minerales constituyentes de las dacitas son plagioclasa ($An_{90} - An_{50}$), ortopiroxeno ($En_{58}Fs_{40}Wo_2 - En_{55}Fs_{43}Wo_2$), anfíbol (hornblenda-cummingtonita), biotita, cuarzo, magnetita e ilmenita. En las figuras 2 y 3 se muestra la composición de piroxenos y plagioclasas de los distintos tipos petrológicos establecidos.

Su composición química (tabla 1) es similar a la que típicamente presentan estas rocas en otras áreas.

TABLA 1

Composición química media -y rangos de variación- de las rocas calco-alcalinas del SE de España (elementos mayores en % en peso, elementos traza en ppm), según LOPEZ RUIZ y RODRIGUEZ BADIOLA (en preparación)

	Andesitas basálticas	Andesitas	Andesitas silíceas	Dacitas
SiO ₂	54.47	58.53 (56.87-60.07)	60.80 (60.71-60.92)	64.26 (62.48-66.52)
Al ₂ O ₃	13.93	15.84 (14.87-16.72)	16.47 (16.12-16.93)	15.11 (14.16-15.76)
Fe ₂ O ₃	3.25	2.37 (1.53- 3.13)	2.45 (1.75- 3.75)	1.56 (1.47- 1.64)
FeO	3.88	4.59 (3.64- 5.29)	3.05 (2.24- 4.02)	3.03 (2.30- 3.42)
MnO	0.13	0.12 (0.11- 0.13)	0.10 (0.07- 0.12)	0.08 (0.07- 0.09)
MgO	5.55	4.19 (3.69- 4.77)	2.77 (2.40- 3.04)	2.26 (1.92- 2.66)
CaO	8.91	8.57 (8.08- 8.96)	7.18 (6.65- 7.77)	5.67 (4.69- 6.41)
Na ₂ O	1.16	1.99 (1.43- 2.55)	2.30 (1.66- 3.00)	2.51 (2.38- 2.63)
K ₂ O	1.28	1.25 (1.15- 1.45)	1.89 (1.24- 2.51)	2.33 (1.85- 2.84)
TiO ₂	0.60	0.54 (0.40- 0.64)	0.43 (0.31- 0.56)	0.42 (0.24- 0.51)
P ₂ O ₅	0.13	0.13 (0.11- 0.14)	0.13 (0.10- 0.16)	0.10 (0.09- 0.12)
H ₂ O	2.31	1.61 (1.36- 2.16)	1.97 (1.50- 2.70)	2.39 (2.11- 2.72)
Total	99.60	99.73	99.54	99.72
Rb	50	50 (33 -79)	84 (52 -152)	130 (98 -167)
Ba	238	220 (126 -359)	308 (201 -448)	260 (201 -357)
Sr	275	227 (184 -246)	250 (195 -311)	213 (203 -231)
Zr	115	104 (98 -111)	118 (98 -149)	129 (126 -132)
Co	32	29 (25 -31)	16 (8 -22)	12 (8 -17)
Ni	18	16 (7 -26)	12 (10 -14)	8 (6 -11)
V	210	164 (147 -180)	116 (104 -131)	90 (71 -104)
Cr	40	64 (20 -100)	31 (15 -64)	37 (24 -54)

Es decir, que todas ellas muestran contenidos altos de Al_2O_3 y CaO , moderados de FeO^* , K_2O y Na_2O y bajos de TiO_2 y P_2O_5 , por lo que respecta a los elementos mayores, y una relativamente moderada abundancia de elementos de elevado radio (p. ej.: Rb: 33-167 ppm.; Sr: 184-311; Ba: 126-448; $(\text{La})_N = 29-55$; $(\text{Ce})_N = 23-44$; Th = 3-7) y baja a muy baja de elementos compatibles (Co: 8-32 ppm.; Ni: 6-26; Cr: 15-100). Por otra parte, las relaciones isotópicas $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de estas rocas son anormalmente elevadas (0.711-0.716) (Hertogen *et al.*, en prensa).

En general, al pasar de las andesitas basálticas a las dacitas se observa un progresivo enriquecimiento en K_2O , Rb, Ba, Th, Zr, tierras raras, etc., y un empobrecimiento en FeO^* , MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 , Co, Ni, V y Cr, lo que sugiere que las variaciones de quimismo observadas dentro de la serie, son debidas fundamentalmente a la fraccionación de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno.

Los óxidos de Fe-Ti

Los óxidos de Fe-Ti que aparecen en las rocas CA del sureste de España son titanomagnetita e ilmenita, si bien también hay algunos cristales de maghemita, producto de la alteración de la magnetita. La primera

está presente en todos los tipos petrológicos establecidos, pero la segunda está ausente en las andesitas basálticas, e incluso en las andesitas menos silíceas, como ocurre en la mayoría de las lavas de esta naturaleza en otras áreas (ver, p. ej., Eart, 1982). En las rocas en las que coexisten ambas fases, la titanomagnetita es, asimismo, mucho más abundante que la ilmenita, pudiéndose establecer que la proporción en la que se encuentran es del orden de 4:1.

La titanomagnetita (lám. 1) se encuentra en microfenocristales, en microcristales incluidos en los distintos silicatos y como constituyente de la matriz, lo que indica que su precipitación ha tenido lugar en todos los estadios de cristalización de estas lavas. En las andesitas basálticas se observa una perfecta gradación en el tamaño de los diferentes cristales, mientras que en los restantes tipos están claramente diferenciados los microcristales de los microfenocristales. Por otra parte, en algunas andesitas silíceas y dacitas, los microfenocristales y los microcristales, y en menor medida los que aparecen incluidos en los silicatos, están parcialmente alterados a maghemita; esta alteración se desarrolla de una forma irregular, con planos de oxidación mal definidos y va acompañada generalmente por finas grietas, que se originan como consecuencia de la reducción de volumen que implica esta transformación.

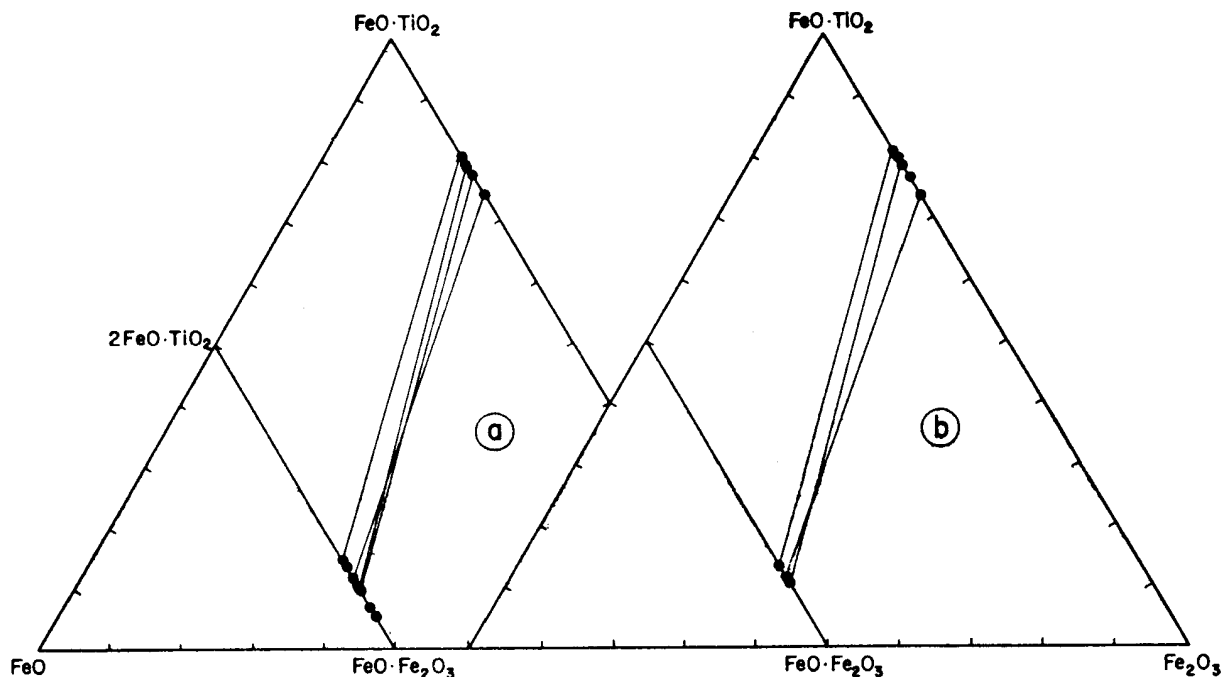


Fig. 4.—Composición de los óxidos de Fe-Ti de las andesitas (a) y de las dacitas (b) del sureste de España. Las moléculas de magnetita-ulvoespinela y de ilmenita-hematites han sido calculadas siguiendo el procedimiento descrito por Carmichael (1967).

TABLA 2

Análisis químicos de óxidos de Fe-Ti de rocas calco-alcalinas s.s. del SE de España

	Andesitas s.s.		Andesitas silíceas										
	GAT-13	GAT-19				GAT-10				GAT-17			
	1	1	2	3	2	1	3	4	1	2	3	4	2
TiO ₂	3.67	4.88	6.48	7.91	39.23	10.25	7.13	7.51	41.89	43.31	41.57	40.38	9.63
Al ₂ O ₃	4.64	2.62	2.15	1.76	0.33	4.85	2.94	3.75	0.58	0.40	0.60	0.42	3.43
FeO*	82.74	83.10	80.67	81.40	50.62	78.69	78.55	78.44	48.19	46.46	46.20	48.76	77.95
MnO	0.49	0.38	0.42	0.95	0.89	0.53	0.41	0.44	0.71	0.68	1.17	0.62	0.44
MgO	2.25	2.40	2.96	1.19	2.96	2.27	5.52	4.06	3.86	6.90	5.68	6.71	3.76
Suma	93.79	93.38	92.68	93.21	93.13	96.49	94.55	94.20	95.23	97.75	95.22	96.89	95.21

Análisis recalculados (según CARMICHAEL, 1967).

Fe ₂ O ₃	60.96	59.20	55.90	52.51	14.91	49.23	57.06	54.78	13.58	15.28	15.02	18.66	51.11
FeO	27.88	29.83	30.36	34.14	37.21	34.29	27.21	29.15	35.98	32.71	32.64	31.97	31.96
Total	99.89	99.31	98.27	98.46	94.97	101.42	100.27	99.69	96.60	99.28	96.68	98.76	100.33
% Ulv.	10.55	14.01	18.65	22.99	-	28.87	19.76	21.21	-	-	-	-	27.00
% Ilm.	-	-	-	-	77.71	-	-	-	80.27	78.95	78.45	74.14	-
TxC					770				880		855	860	
Log. fO ₂					-13.3				-11.1		-11.2	-11.1	

Dacitas

	GAT-5			GAT-11				
	2	1	2	2	3	1	2	3
TiO ₂	8.93	40.41	40.89	7.45	8.08	42.64	41.62	40.81
Al ₂ O ₃	4.40	-	-	3.37	2.93	0.20	0.30	1.66
FeO*	77.94	52.47	50.72	80.50	81.03	51.30	51.31	51.52
MnO	0.49	0.84	0.70	0.38	0.42	0.72	0.44	0.62
MgO	3.66	-	1.97	2.03	2.32	3.26	3.33	5.55
Suma	95.42	93.72	94.28	93.73	94.78	98.12	97.00	100.16

Análisis recalculados (según CARMICHAEL, 1967).

Fe ₂ O ₃	54.91	16.28	13.46	53.56	53.42	14.50	15.09	19.20
FeO	31.64	42.82	38.61	32.30	32.97	38.26	37.73	34.23
Total	100.52	100.35	95.63	99.09	100.14	99.58	98.51	102.07
% Ulv.	26.50	-	-	21.47	22.96	-	-	-
% Ilm.	-	76.78	80.19	-	-	79.62	78.52	73.47
TxC			830			850	810	
Log. fO ₂			-12.0			-11.4	-12.3	

1: Microfenocristal. 2: Cristal incluido en piroxeno. 3: Idem en anfíbol. 4: idem en biotita

* Fe total como FeO.

La ilmenita (lám. 1) aparece asimismo en microfenocristales, incluida en piroxenos, anfíboles y biotitas y formando parte de la matriz. Típicamente, los microfenocristales son subidiomorfos-alotriomorfos, y no presentan bordes corroídos como los de titanomagnetita, mientras que los microlitos exhiben formas más o menos aciculares. Aunque no se han observado lamelas de ilmenita en los granos de magnetita, sin embargo, es relativamente frecuente que aparezcan juntos cristales de ambas fases.

Los análisis químicos de estos óxidos aparecen recogidos en la tabla 2. Dichos análisis han sido efectuados con microsonda electrónica (Jeol 50-A), utilizando como patrones rutilo (Ti), corindón (Al), magnetita (Fe), rodonita (Mn) y periclasa (Mg). Puesto que el estado de oxidación del hierro no puede ser determinado con microsonda electrónica, para calcular los contenidos de FeO y Fe₂O₃ de cada una de las fases analizadas, los cuales son necesarios no sólo para testar la bondad del análisis, sino también para establecer los porcentajes de las distintas moléculas, los datos obtenidos han sido recalculados según el procedimiento descrito por Carmichael (1967).

El examen de la tabla 2 y de la figura 4 pone de manifiesto el bajo contenido en TiO₂, y por ende en molécula de ulvoespinela, que presentan las titanomagnetitas de las rocas CA del sureste de España, que contrasta con el que exhiben las de rocas de idéntica naturaleza de otras áreas (ver, p. ej., Ewart, 1982), así como un progresivo enriquecimiento en este mismo elemento al pasar de las andesitas a las dacitas, y dentro de una determinada roca, al pasar de los microfenocristales a los cristales incluidos en piroxenos, anfíbol y biotita. En cuanto a las ilmenitas, su composición es relativamente homogénea, aunque se observa un ligero incremento en el porcentaje de R₂O₃ (Fe₂O₃ + Al₂O₃) al pasar de los microfenocristales a los cristales incluidos en piroxenos, anfíboles y biotitas.

Temperaturas de cristalización y fugacidades de oxígeno estimadas.

Discusión de los resultados

La composición química de las titanomagnetitas e ilmenitas de las rocas CA del sureste de España, permite calcular la temperatura y la fO₂ a la que han cristalizado las lavas que contienen ambas fases mineralógicas, utilizando las curvas de Buddington y Lindsley (1964 (*)). Los valores obtenidos para ambos parámetros (ver tabla 2), indican que las andesitas han cristalizado a temperaturas comprendidas entre los

(*) El contenido en R₂O₃ de las ilmenitas de estas rocas, cae fuera del rango de composiciones calibrado por estos autores, por lo que las curvas correspondientes han tenido que ser extrapoladas.

880°C y los 855°C y bajo fugacidades de oxígeno del orden de 10^{-11.1} y 10^{-11.4} atm., mientras que las dacitas lo han hecho a temperaturas comprendidas entre 850°C y 810°C y fugacidades de oxígeno de 10^{-11.4} y 10^{-12.3} atm. Es decir, que la curva fO₂-T de estas rocas es paralela y se sitúa por encima de la del óxido de níquel-níquel (NNO), y, por supuesto, de la correspondiente a la asociación fayalita + magnetita + cuarzo (FMQ) (fig. 5).

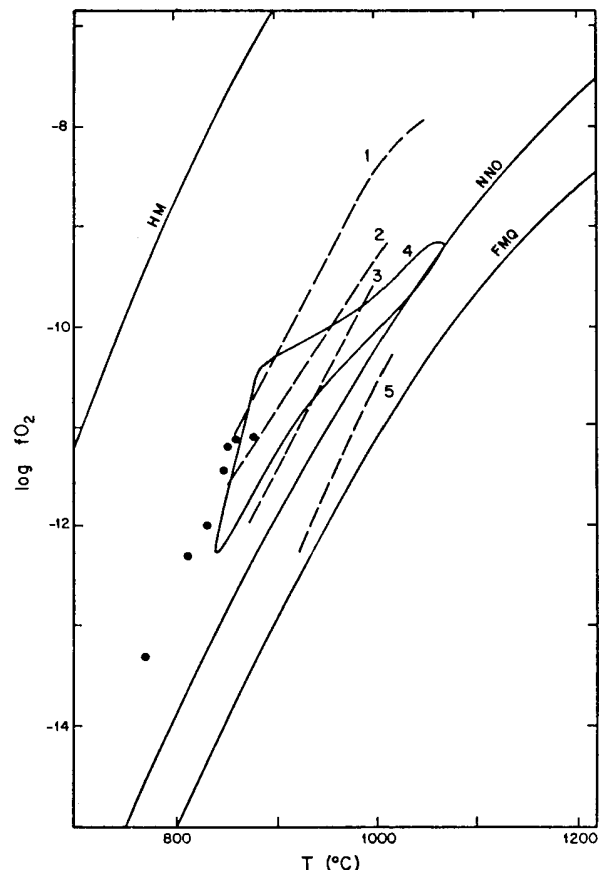


Fig. 5.—Temperaturas de cristalización y fugacidades de oxígeno de las rocas calco-alcalinas del sureste de España, estimadas a partir de la composición de los óxidos de Fe-Ti coexistentes (Buddington y Lindsley, 1964). Para comparación, se han representado las curvas correspondientes a otras series calco-alcalinas (1: Namosi, Fujii; 2: Shasta, USA; 3: Rabaul, Nueva Guinea-Papua; 4: Río Grande, USA; 5: Ceboruco, México), así como las de níquel-óxido de níquel (NNO) y fayalita-magnetita-cuarzo (FMQ) (en Gill, 1981).

Si en lugar de utilizar como geotermómetro la composición de los óxidos de Fe-Ti coexistentes, se utiliza la de los ortopiroxenos y clinopiroxenos (Wood y Banno, 1973 y Wells, 1977), las temperaturas que se obtienen son de 1019°C para las andesitas basálticas, de 990 - 929°C para las andesitas, de 1057 - 1003°C para las andesitas silíceas, y del orden de los

1047°C para las dacitas. Como puede observarse (figura 6), estas temperaturas son más elevadas en todos los casos que las calculadas con el par titanomagnetita-ilmenita.

Aunque las temperaturas de cristalización estimadas para las andesitas y dacitas del sureste de España con uno y otro par, son perfectamente compatibles con las temperaturas generalmente aceptadas para las rocas de esta naturaleza (fig. 5), sin embargo, las discrepancias encontradas, ponen en duda la aplicación práctica de estos geotermómetros.

obtenidas con uno y otro par no pueden ser debidas a una inadecuada selección de los análisis químicos, ya que las diferencias de composición existentes entre los piroxenos y los óxidos de Fe-Ti coexistentes son mínimas (ver figs. 2 y 4). Tampoco pueden ser explicadas por la temprana cristalización de los piroxenos, puesto que las relaciones texturales sugieren que la aparición de titanomagnetitas e ilmenitas precedió a la de aquéllos. El reequilibrio de las fases durante el enfrentamiento afecta fundamentalmente a los óxidos de Fe-Ti, pero debe ser, asimismo, descartado ante la

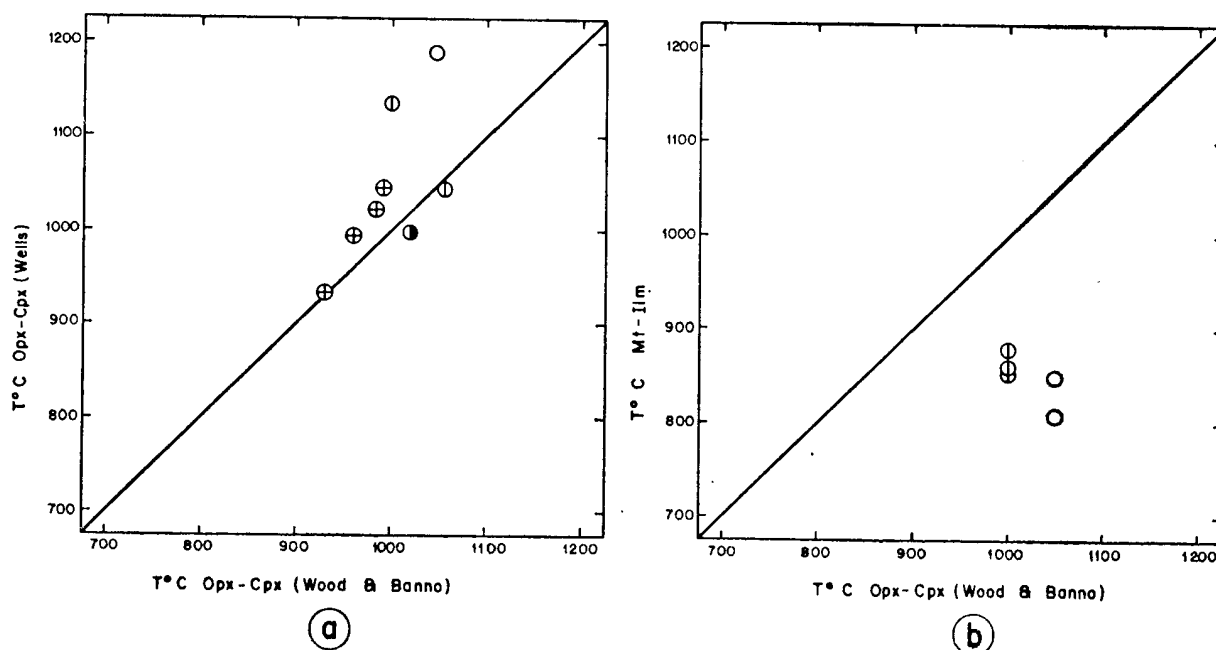


Fig. 6a.— Temperaturas de cristalización de las rocas calco-alcalinas del sureste de España estimadas a partir de la composición de los piroxenos, según Wells (1977) y Wood & Banno (1973). b: Diferencias entre las temperaturas de cristalización obtenidas a partir de la composición de los óxidos de Fe-Ti (Buddington y Lindsley, 1964) y de la de los piroxenos (Wood y Banno, 1973).

Símbolos: ●, andesitas basálticas; ⊕, andesitas; ⊖, andesitas silíceas, y ○, dacitas.

Estas diferencias en las temperaturas de cristalización obtenidas utilizando la composición de los óxidos de Fe-Ti y la de los piroxenos, han sido encontradas en un amplio número de rocas alcalinas, calco-alcalinas y toleíticas (D'Arco y Maury, 1981), además de en las andesitas y dacitas del sureste de España. Las causas a las que pueden atribuirse las mismas son muy variadas: la más o menos correcta formulación de los geotermómetros, la inadecuada selección de los análisis químicos de las fases mineralógicas, la temprana cristalización de los piroxenos con respecto a los óxidos, el reequilibrio de las fases en condiciones subsolidus, etc.

Por lo que respecta a las rocas CA del sureste de España, las distintas temperaturas de cristalización

ausencia de evidencias petrográficas que atestigüen que tal fenómeno ha tenido lugar.

Excluidos estos factores, solo queda atribuir a la formulación de los geotermómetros las diferencias de temperatura encontradas. Aunque en la calibración del geotermómetro titanomagnetita-ilmenita no se tuvo en cuenta los constituyentes minoritarios (Mg, Mn, Ca, Al, etc.) que aparecen en estos óxidos, y en algunos casos es preciso extrapolar las curvas establecidas por Buddington y Lindsley (1964), por caer fuera del rango de composiciones consideradas determinadas ilmenitas, existe un amplio consenso en considerar que este geotermómetro es el más preciso. Por esta razón, se consideran más correctas las temperaturas de cristalización estimadas a partir de los óxi-

dos de Fe-Ti que las obtenidas a partir de los piroxenos. Además, están más de acuerdo con la hipótesis de que las andesitas y las dacitas derivan por cristalización fraccionada de las andesitas basálticas, como indican los datos geoquímicos (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980, 1984).

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del Proyecto de Investigación "El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas", que ha sido financiado por la CAICYT y el CSIC.

Los autores agradecen la ayuda prestada por J. de la Puente en la realización de los análisis químicos con microsonda electrónica, así como la de J. Arroyo, J. L. Casaseca, J. M. Hontoria y E. Molero, a cuyo cargo corrió la delineación, la mecanografía, la fotografía y la preparación de láminas delgadas, respectivamente.

Bibliografía

- BELLON, H.
1976. *Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique; implications géodynamiques*. Thèse Univ. Paris-XI, Orsay, 363 págs.
- BELLON, H.; BORDET, P. y MONTENAT, CH.
1983. Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). *Bull. Soc. Geol. France*, 25, 205-217.
- BELLON, H. y BROUSSE, R.
1977. Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bull. Soc. Geol. France*, 19, 469-480.
- BUDDINGTON, A. F. y LIDSLEY, D. H.
1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrology*, 5, 310-357.
- CARMICHAEL, I. S. E.
1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contr. Mineral. Petrol.*, 14, 36-64.
- D'ARCO, P. y MAURY, R. C.
1981. Comparative geothermometry of some magnetite-ilmenite-orthopyroxene-clinopyroxene associations from volcanic rocks. *Canad. Mineral.*, 19, 461-467.
- EWART, A.
1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In: *Andesites: Orogenic andesites and related rocks* (R. S. Thorpe, edit.). Wiley, New York, 25-95.
- GILL, J.
1981. *Orogenic andesites and Plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlín, 390 págs.
- HERTOGEN, J.; LÓPEZ RUIZ, J.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E.; DE-MAIFFE, D. y WEIS, D.
(en prensa). Petrogenesis of ultrapotassic volcanic rocks from S. E. Spain: trace elements and Sr-Pb isotopes.
- LÓPEZ RUIZ, J. y RODRÍGUEZ BADIOLA, E.
1980. La región volcánica del sureste de España. *Estudios geol.*, 36, 5-63.
1984. El volcanismo Neógeno-Cuaternario del borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas. Granada, 115-122.
- NOBEL, F. A.; ANDRIESEN, P. A. M.; HEBEDA, E. H.; PRIEM, H. N. A. y RONDEEL, H. E.
1981. Isotopic dating of the post-alpine neogene volcanism in the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Geol. Mijnbouw*, 60, 209-214.
- WELLS, P. R. A.
1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrol.*, 62, 129-139.
- WOOD, B. J. y BANNO, S.
1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrol.*, 42, 109-124.

Recibido el 15 de octubre de 1984.
Aceptado el 18 de diciembre de 1984.

LAMINA 1

- a. GAT- 5. Dacita. Microfenocristal de titanomagnetita corroído.
- b. GAT-10. Andesita silíceo. Microcristales de la matriz de titanomagnetita (redondeados) y de ilmenita (aciculares).
- c. GAT-11. Dacita. Microcristales de titanomagnetita y de ilmenita incluidos en un fenocristal de anfíbol.
- d. GAT-19. Andesita silíceo. Microfenocristal de titanomagnetita, parcialmente transformado en maghemita (zonas más claras). Obsérvese la disposición irregular de la alteración.
- e. GAT- 5. Dacita. Microfenocristal subidiomorfo y débilmente corroído de ilmenita.
- f. GAT-19. Andesita silíceo. Asociación de microfenocristales de titanomagnetita y de ilmenita. El primero está parcialmente transformado en maghemita, además de corroído.

