

Geociencias, Aveiro, 1988, vol.3 fasc. 1-2

IDENTIFICACION GEOQUIMICA DEL VULCANISMO JURASICO DE LA CORDILLERA IBERICA⁽¹⁾

E., ANCOCHEA;⁽²⁾ M., NUÑOZ⁽³⁾ y J., SAGRADO;⁽⁴⁾

RESUMEN

Los afloramientos de rocas volcánicas jurásicas de la Cordillera Ibérica se encuentran distribuidos entre las provincias de Teruel, Castellón y N. de Valencia y aparecen intercalados entre los sedimentos carbonatados de edad comprendida entre el Toarciense y el Bajociense. La mayoría de los niveles volcánicos son depósitos piroclásticos submarinos (hialoclastitas y pillow-brechas) y sólo en ocasiones se encuentran formando coladas de escasa potencia.

Su quimismo es moderadamente alcalino y característico de dominios de intraplaca. Estos magmas se habrían formado por fusión parcial moderada a partir de un manto enriquecido en elementos incompatibles (10-12% de un manto piroclítico) y que habrían sido posteriormente afectados por procesos de extracción de olivino y clinopiroxeno.

ABSTRACT

The Jurassic volcanics of the Iberic Cordillera crop out at different levels distributed among the provinces of Teruel, Castellón and Northern Valencia. Most of the volcanic levels are submarine piroclastic deposits and only a few ones are submarine lava flows. In any case they lay interbedded with Upper Toarcian and Lower-Middle Bajocian calcareous sediments.

The volcanics are mainly represented by basaltic rocks that show chemycal affinities of middle alkaline magmas from interplate domains. These magmas could have been generated by a moderate degree of melting (10-12%) from a piroclitic mantle source. Subsequently this melt underwent moderate fractionation mainly of olivine and clinopyroxene phases (11-12% and 15-16%).

1 - INTRODUCCION

Los afloramientos de rocas volcánicas jurásicas de la Cordillera Ibérica aparecen distribuidos entre las provincias de Teruel, Castellón y el N. de Valencia (Fig.1). Las citas referidas al mismo han sido numerosas, las primeras de las cuales se deben a Bakx (1935) y Martin (1936), aunque la primera descripción detallada de los materiales volcánicos de la región suraragonesa se deben a Gautier (1968). Este autor las define como lavas y tobas intercaladas entre el Domeriense y Aalaniense. La mayor parte de los trabajos posteriores referidos al tema son de tipo estratigráfico ni existiendo, hasta el momento, referencias a los aspectos geoquímico-petrogenéticos de dicho vulcanismo, que son los objetivos que se plantean en este trabajo.

(1) Proyecto subvencionado por la CAICYT -CSIC nº 21103-07

(2) Dptº de Petrología y Geoquímica, Univ. Complutense de Madrid-Instº de Geología Económica, CSIC-Facultad de Geológicas 28040 Madrid.

(3) Dptº de Mineralogía y Petrología, Univ. de Granada-Instº Andaluz de Geología Mediterránea, CSIC- Facultad de Ciencias 18071 Granada.

(4) U.E.I. Petrología y Geoquímica-Instº de Geología Económica CSIC-UCM Facultad de Geológicas 28040 Madrid

Los materiales volcánicos aparecen en diferentes tramos intercalados entre los sedimentos de plataforma calcáreos y margocalcáreos de edad comprendida entre el Lias Superior y el Dogger inferior-medio (entre el Toarciense superior y el Bajociense inferior-medio) según datos de diversos autores (Gautier 1968-1974, Orti y Sanfeliu 1971, Gómez et al. 1976, González Lodeiro et al. 1975, Orti 1977, Abril et al. 1978, Orti y Vaquer 1980, Godoy et al. 1983, Gautier y Odin 1985 y Fernández et al. 1985).

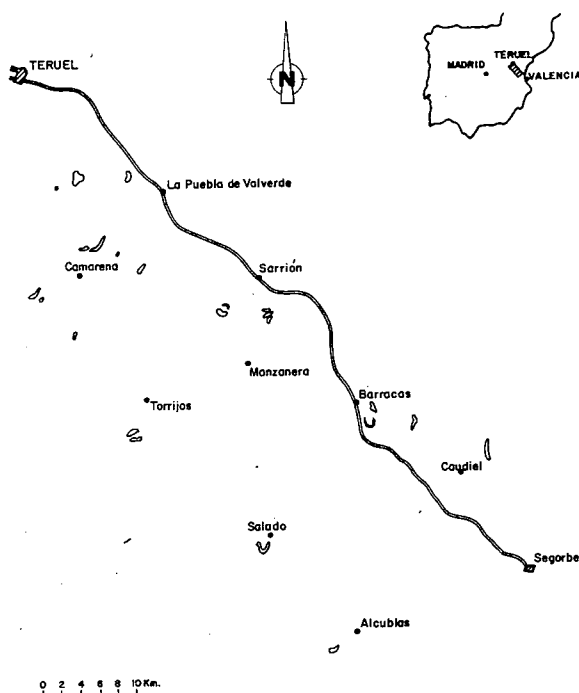


Fig. 1.- Localización de los afloramientos.

El vulcanismo Jurásico se instala coincidiendo con la etapa de estiramiento cortical y adelgazamiento consecuente a partir del Lias Inferior, que tuvo su máximo en el Toarciense superior y que culmina en el Dogger inferior-medio. Es decir, es una estructura distensiva que penetra hacia el interior de Iberia y que fué definida como un aulacógeno (Aulacógeno Celtibérico), con respecto al márgen Bético, por Alvaro et al., (1979).

2 - CARACTERÍSTICAS VOLCANOLÓGICAS Y PETROGRÁFICAS

La mayor parte de los tramos volcánicos localizados corresponden a depósitos volcanoclásticos de emisiones volcánicas submarinas de potencias variables (desde unos pocos metros, hasta 45 m en la zona de Claudiel).

En los tramos más potentes son frecuentes sucesiones de pillow-brechas, hialoclastitas e hialotobas; en los tramos menos potentes aparecen en general representados por hialotobas y hialoclastitas. En cualquier caso, la morfología de los materiales muestran las características que son propias de depósitos submarinos de aguas relativamente someras: alta proporción de vesículas y diámetro de estas mayor de 1 mm, en general, por lo que se puede estimar que la profundidad de emisión no debió sobrepasar el rango de los 500 m de profundidad.

Sólo en los afloramientos ubicados entre Puebla de Valverde y Camarena y el cercano de Puebla de la Balsa, en la misma zona (Fig.1), se han localizado materiales

lávicos, representados por coladas de potencias moderadas (2-3 m), en algunos casos con estructuras almohadilladas que pasan a pillow-brechas, siempre con alto grado de vesicularidad.

Desde el punto de vista petrográfico, prácticamente la totalidad de los materiales están representados por basaltos olivínicos, y sólo excepcionalmente aparecen tipos más diferenciados ricos en plagioclasa (Basaltos plagioclásicos).

En los niveles lávicos estos basaltos muestran una textura porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno en proporciones variables e inmersos en una matriz integrada por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y cristales de olivino subordinados. Los depósitos volcanoclásticos están constituidos por fragmentos marcadamente vítreos y vesiculares en los que los escasos fenocristales de olivino son el único componente mineralógico visible. En los tipos ricos en plagioclasa éste es el fenocristal dominante o exclusivo y sólo esporádicamente aparece algún pequeño cristal de olivino, en general alterado. En cualquier caso, el grado de alteración de los materiales es muy acusado, siendo los fenómenos de transformación más frecuentes la silicificación y serpentinización.

Por último, cabe destacar la presencia de enclaves de peridotitas, cuya mineralogía está generalmente pseudomorfizada por carbonatos y serpentina, aunque muestran en ocasiones reliquias de olivino, clinopiroxeno y espinela.

3 - CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS

Se han efectuado tre análisis químicos de elementos mayores y menores (Tabla 1) de las únicas rocas en las que su escaso grado de alteración garantizaba representatividad de los resultados. El análisis 1 corresponde a las rocas del afloramiento de la Puebla de Valverde a Camarena y los análisis 2 y 3 a las coladas del Plano de la Balsa, al W de Puebla de Valverde (Fig.1).

Tabla 1

	1	2	3	4	5
SiO ₂	49.31	47.06	46.36	51.24	49.09
Al ₂ O ₃	13.38	12.83	12.78	13.90	13.46
Fe ₂ O ₃	3.48	4.51	5.14	3.62	5.07
FeO	6.48	6.44	6.07	6.73	6.57
MnO	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16
MgO	6.87	7.79	7.74	7.14	8.14
CaO	8.51	8.91	9.11	8.84	9.46
Na ₂ O	3.54	2.54	2.81	3.68	2.81
K ₂ O	1.53	1.89	1.54	1.59	1.80
TiO ₂	2.42	2.64	2.49	2.51	2.69
P ₂ O ₅	0.58	0.70	0.60	0.60	0.72
H ₂ O	3.93	4.78	4.99	-	-
TOTAL	100.17	100.24	99.86	100	100
Ba	408	396	256	408	326
Ce	80	86	90	80	88
Cr	277	195	219	277	207
La	23	29	50	23	40
Nb	41	63	56	41	60
Ni	177	152	154	177	153
Rb	36	35	33	36	34
Sr	491	562	504	491	533
Y	26	29	30	26	30
Zr	162	178	173	162	179
VALOR MG				59.11	59.66

1.- Basalto, Km 6 de la C² de Puebla de Valverde a Camarena. 79204

2.- Basalto, plano de la Balsa. 79208

3.- Basalto, plano de la Balsa. 79209

4.- Análisis 1 reducido a 100 sin H₂O.

5.- Media análisis 2 y 3 reducida a 100 sin H₂O.

Analistas: J. Sagredo y E. Ancochea.

La composición de las tres rocas es a grandes rasgos similar y en especial los análisis 2 y 3 que por su parecido trataremos normalmente juntos. Son rocas básicas poco evolucionadas (ID = 32-39), bastante frescas, aunque con un contenido en agua algo alto. Son ricas en álcalis, proyectándose sus composiciones en el límite entre los campos de basaltos y traquibasaltos del diagrama T.A.S. de la I.U.G.S.. Entre los elementos menores destacan sus relativamente elevados contenidos en Ni y Cr.

Normativamente tienen olivino e hiperstena por lo que según los criterios de Yoder y Tilley (1962) corresponderían a toleitas olivínicas. Sin embargo en el diagrama SiO_2 - Nb/Y (Fig.2) y SiO_2 - Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977), y en el $\text{Zr}-\text{P}_2\text{O}_5$ se proyectan también en el campo de los basaltos alcalinos.

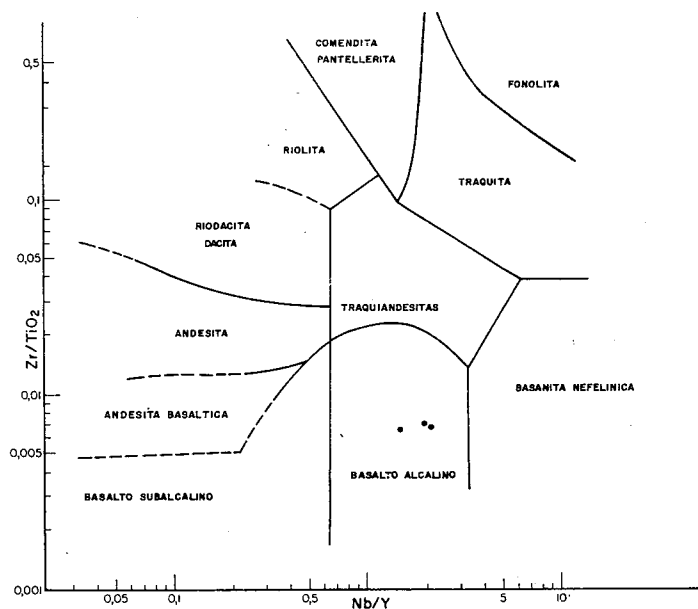


Fig. 2.- Diagrama Zr/TiO_2 - Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977).

El diagrama SiO_2 - Nb (Pearce y Gale, 1977) indica un ambiente de generación no orogénico en el interior de placa continental; las relaciones $\text{Ti}/100\text{-Zr-Y}/3$ (Pearce y Cann, 1973) son las características de basaltos intraplaca (Fig.3).

4 - ASPECTOS PETROGENÉTICOS

La roca del análisis 1 es, con respecto a la de la media de los análisis 2 y 3 (Tabla 1), más rica en SiO_2 y Na_2O y más pobre en CaO , MnO , FeO (total), MnO , K_2O y TiO_2 . Buena parte de estas características podrían, a primera vista, hacer pensar en la posibilidad de una relación genética directa entre ambas, y justificar las diferencias composicionales por mecanismos de diferenciación. La roca 1 (con un I.D. algo más elevado) podría así proceder de la 2-3 por diferenciación magmática normal. Los contenidos en elementos menores indican sin embargo lo contrario, al ser las rocas 2 y 3 las más pobres en Ni y Cr. Por su parte el valor -MG. (59,11 y 59,66) indica un estado evolutivo similar para ambos tipos de rocas. Parece, por tanto, descartarse el que ambas rocas (análisis 1 y análisis 2 y 3) puedan proceder una de otra.

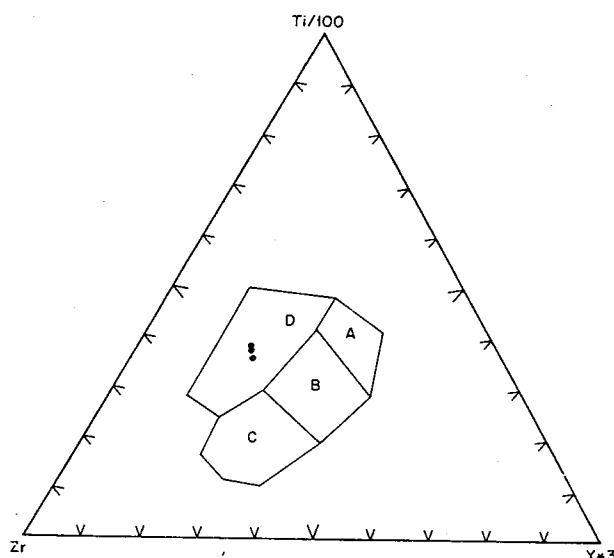


Fig. 3.- Diagrama Ti/100 - Zr - Y/3 (Pearce y Cann, 1973).

Tanto el valor -MG, como los contenidos en Ni y Cr, indican que se trata de rocas poco evolucionadas, pero primarias. La aproximación a sus condiciones de formación requiere, por tanto, reconstruir, en la medida de lo posible, la composición de los posibles magmas primarios. Es frecuente admitir como características de magmas primarios, valores MG superiores a 67 y contenidos de Ni entre 200 y 400 ppm. (ver por ejemplo Ancochea, 1982). Las concentraciones en Cr de un magma primario son más discutibles, pero pueden tomarse, por aproximación la de otros magmas alcalinos primarios como los de la Región Volcánica Central española, entre 450 y 550 ppm.

Tabla 2

	Cristalización	Equilibrio			No Equilibrio		
		Ni inicial	250	300	350	250	300
Roca 1	% Cristaliz.	5	8	11	4	6	7
	Cr calculado inicial	292	301	311	289	295	298
Roca 2-3	% Cristaliz.	7	11	16	5	7	9
	Cr calculado inicial	223	295	298	218	223	227

La naturaleza de los fenocristales que aparecen en estas rocas indican que las principales fases que han podido ser extraídas son olivino, clinopiroxeno y óxidos metálicos. Puede efectuarse una primera aproximación, suponiendo que sólo ha sido olivino la fase extraída y realizar los cálculos a partir del contenido en Ni, que es en ese caso el elemento más representativo. El magma primario de la roca nº 1 se habría formado así (Tabla 2) por extracción de un 5%, un 8% o un 11% de olivino para cristalización en equilibrio, según que el contenido en Ni del magma primario fuera 250, 300 ó 350 ppm

respectivamente. Dichos valores pasarían a ser del 4%, 6% y 7% si la cristalización no hubiera sido en equilibrio. Para la roca nº 2, a su vez, estos valores serían del 7%, 11% y 16% si la cristalización fué en equilibrio y del 5%, 7% y 9% si no lo fué.

Sin embargo, los magmas primarios teóricos así calculados tendrían contenidos en Cr (Tabla 2) siempre por debajo de los que cabría esperar para magmas primarios. Se hace necesario, por tanto, implicar en el proceso una fase con un K_D de Cr superior a la del olivino, como puede ser el clinopiroxeno. Si suponemos, por consiguiente, una cristalización de olivino y clinopiroxeno, y a partir de la concentración de Ni y Cr, tenemos una gama de posibles soluciones dependiendo de los valores de Cr y Ni inicial de los magmas primarios que tomemos. En la Tabla 3 se resumen algunos casos para valores intermedios de Cr y Ni.

Tabla 3

		CRIST. NO EQUILIBRIO		CRIST. EQUILIBRIO	
		MODELO 1	MODELO 2	MODELO 3	MODELO 4
Roca 1	Ni	300	303	308	307
	Cr	537	473	535	480
	Σ Extr.	12	11	18	16
	Σ Ol.	39	45	39	45
	Σ Clpx.	61	55	61	55
	Σ F	11	11	12	12
Roca 2-3.	Ni	301	303	300	301
	Cr	537	473	535	469
	Σ Extr.	16	15	27	24
	Σ Ol.	36	40	32	38
	Σ Clpx.	64	60	68	62
	Σ F	10	10	11	11

Para un modelo de cristalización Rayleigh (el más probable en nuestro caso), para unas 300 ppm. de Ni inicial y para la roca nº 1 la cristalización habría sido del 12%, con una relación: clinopiroxeno 39:61, si el Cr inicial fuera de 537 ppm.; y del 11% (olivino: clinopiroxeno 45:55) si el Cr fuera 473 ppm. Para cristalización en equilibrio los valores de extracción serían de 18% y 16% con proporciones de fases similares a las de los casos anteriores.

Para la roca 2 sería: para cristalización Rayleigh 17% de cristalización (olivino: clinopiroxeno 36:64) para Ni 301 ppm. y Cr 537 ppm y 15% de cristalización (olivino: clinopiroxeno 40:60) para Ni 303 ppm y Cr 473 ppm. Si la cristalización es en equilibrio: 27% de cristalización (olivino: clinopiroxeno 32:68) para Ni 300 ppm. y Cr 535 ppm. y 24% de cristalización (olivino: clinopiroxeno 38:62) para Ni 301 ppm y Cr 469 ppm.

Para estos valores y proporciones de extracción podemos calcular la composición de los posibles magmas primarios, tanto sus elementos mayores como traza. En el caso de los elementos mayores ésta se ha calculado con un olivino $F_{0.90}$ y una Cr-augita (Tabla 4). El valor MG de los magmas así calculados es del orden de 67 como corresponde efectivamente a magmas "primarios".

Para estos posibles magmas primarios (Tablas 3 y 4), el grado de fusión parcial calculado a partir del contenido en P_2O_5 suponiendo que se comporta como elemento totalmente incompatible, en un modelo pirolítico, sería del 11%-12% para el magma primario de la roca 1 y del 10%-11% para el de las rocas 2 y 3. La fuente del manto de esos posibles magmas primarios estaría, como en la mayor parte de los magmas primarios alcalinos, fuertemente enriquecida en elementos incompatibles con respecto a un modelo

condrítico. Este enriquecimiento sería como mínimo superior a 15 veces el valor condritico para Nb, superior a 6 para Ba, Ce, La, Sr y a 4 para el Zr.

Tabla 4 -Composition de posibles magmas primarios

	1 "Primario"	2-3 "Primario"
SiO ₂	50.89	48.99
Al ₂ O ₃	12.68	11.92
Fe ₂ O ₃	3.31	4.48
FeO	6.67	6.51
MnO	.15	.16
MgO	9.63	11.05
CaO	9.05	9.79
Na ₂ O	3.33	2.47
K ₂ O	1.43	1.57
TiO ₂	2.29	2.38
P ₂ O ₅	.54	.63
Ba	363	277
Ce	72	76
Cr	473	473
La	21	34
Nb	37	51
Ni	303	303
Rb	32	29
Sr	439	456
Y	24	26
Zr	145	154

5 - CONCLUSIONES

El vulcanismo jurásico de la Cordillera Iberica, está constituido por rocas básicas, poco evolucionadas, de carácter moderadamente alcalino. Su quimismo es característico de ambiente intraplaca en concomitancia con el contexto geológico en el que este vulcanismo se encuentra ubicado.

Las rocas analizadas no proceden una de otra por diferenciación, sino que son diferenciados de magmas primarios diferentes, aunque composicionalmente similares. Los procesos de diferenciación que han afectado a estas rocas son esencialmente la extracción de olivino y clinopiroxeno. Para la roca 1 una extracción del orden del 11-12% con una participación algo mayor de clinopiroxeno que de olivino (por ej. olivino: 45, clinopiroxeno: 55). Para las rocas 2 y 3 el proceso ha sido algo mas intenso (15-16% de extracción) y la participación del clinopiroxeno superior a la del caso anterior (por ej. olivino: 40, clinopiroxeno: 60).

Las magmas primarios calculados se habrían formado por fusión parcial (del orden del 10-12% para un modelo pirolítico) de un manto superior enriquecido en incompatibles.

El relativamente alto porcentaje de fusión parcial de estos basaltos alcalinos indicarían, una anomalía térmica bastante elevada en esa region para el momento considerado, y consecuentemente una elevación del manto astenosférico. Ello es coincidente con el presupuesto inicial de que este vulcanismo aparece ligado a la algida de estiramiento cortical durante el Mesozóico de la Cadena Celtiberica.

BIBLIOGRAFIA

ABRIL HURTADO, J., APALATEGUI, O., PLIEGO, D.V., et al (1978).- Memoria explicativa de la Hoja nº 613 (Camarena de la Sierra) del Mapa Geológico de España E:1:50.000 IGME MADRID.

- ALVARO, M.; CAPOTE, R.; y VEGAS, R. (1979). - Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica, libro Homenaje al Prof. Solé Sabaris; 172-177.
- ANCOCHEA, (1982). - Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España Central, Ed. Univ. Complut. Col. Tesis Doctorales nº 203/83, 675.
- BAKX, L.A. (1935). - "La Geologie de Cascante del Rio et Valarocche Espagne". Leids. Geol. Med 7 157-220.
- FERNANDEZ-LOPEZ S.; GOMEZ J.J. y GOY A. (1985). - Le Dogger de Caudiel (Castellón): Sedimentologie des carbonates developpes sur un "Monticule" de materiaux volcaniques, Strata, Serie 2 vol 2-4 101-154.
- GAUTIER, F. (1968). - Sur l'existence et l'age d'un paleovolcanisme dans le Jurassique sud- aragonais (Espagne). Compt Rendu Soc. Geol. France 8:74-75.
- GAUTIER, F. (1974). - Memoria explicativa de la Hoja nº 614 (Manzarena) del Mapa Geológico de España E; 1:50,000, IGME Madrid.
- GAUTIER, F y ODIN G.S (1985). - Volcanisme jurassique du Sud de L'Aragon (Espagne) , Bull. Liais Inf, IGCP Proj. 196,5; 34-38.
- GODOY, A.; OLIVE A.; MOISSENETE et al (1983). - Memoria explicativa de la Hoja nº 590 (La puebla de Valverde) del Mapa Geológico de España E; 1:50.000, IGME Madrid
- GOMEZ, J.J.; TRELL, A.; y PEREZ, P. (1976). - Presencia y edad de vulcanitas en el jurásico del Norte de Valencia (Cordillera Ibérica, España) Acta Geolog. Hispánica XI; 1-7.
- GONZALEZ LOPEIRO, F.; IGLESIAS, M y RUBIO J. et al. (1975). - Memoria explicativa de la Hoja nº 638 (Alpuente) del Mapa Geológico de España E; 1:50,000, IGME Madrid.
- MAC DONALD; G.A. y KATSURA, J. (1964). - Chemical composition of Hawaiian lavas, J. Petrol, 5, 82-133.
- MARTIN, R. (1936). - Die Geologie von Camarena de la Sierra und Riodeva (Province Teruel, Spanien), Leids, Geol Mededel 8; 55-154.
- ORTI CABO, F. (1977). - Memoria explicativa de la Hoja nº 639 (Jerica) del Mapa Geológico de España E; 1:50,000, IGME Madrid.
- ORTI CABO, F. (1971). - Estudio del vulcanismo jurásico de Caudiel (Castellón) en relación con procesos de lateritización condensación y silicificación de la serie calcárea, Intº de Invest. Geol. de la Diputación Provincial, Univ. de Barcelona XXVI; 21-34.
- ORTI CABO, F. (1980). - Volcanismo jurásico del sector valenciano de la Cordillera Ibérica, Distribución y trama estructural, Acta Geológica Hispánica XV; 127-130.
- PEARCE, J. A. y CANN, J.R. (1973). - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, Earth Planet. Sci. Letter, 19, 290-300.
- PEARCE, J. A. y GALE, G.H. (1977). - Identification of ore deposition environment from trace element analysis, Earth Plan. Sc. Letter, 19, 290-300.
- WINCHESTER, J. A. y FLOYD, P.A. (1977). - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chem Geol, 20, 325-343.
- YODER, M. y TILLEY, C. (1962). - Origin of basalt-magmas; an experimental study of natural and synthetic rock systems J. Petrol, 3, 342-532.