

LAS DOLERITAS TOLEÍTICAS TRIÁSICAS DEL SECTOR SE DE LA CORDILLERA IBERICA: PETROLOGIA Y GEOQUIMICA

M. Lago San José *, E. Arranz Yagüe *, C. Galé Bornaio * y J. Bastida Cuairán **

RESUMEN

Las doleritas toleíticas aflorantes en diapiros triásicos del SE de la Cordillera Ibérica (Alfarp, Quesa y Lugar Nuevo de Fenollet, SE de Valencia) representan líquidos diferenciados (valores bajos en Ni, Cr y mg^*) emplazados como sills, de escaso espesor, por debajo de sedimentos (arcillas, margas y yesos), poco consolidados, del límite Triásico superior-Hettangiense. Su composición mineral y geoquímica, con afinidad toleítica continental y similitud a MORB, evidencia el carácter menos diferenciado de las doleritas de Alfarp, respecto a las de Quesa, siendo las doleritas aflorantes en Fenollet las que presentan una composición más evolucionada. Estas doleritas son la expresión de un magmatismo poco profundo, asociado al inicio del rifting mesozoico, desarrollado en la zona de intersección del rift celtibérico y el borde NE del surco bético. Este magmatismo presenta claras diferencias respecto a las doleritas toleíticas, menos diferenciadas, de los dominios pirenaico y bético.

Palabras clave: *dolerita, toleítico, Triás-Lías, Cordillera Ibérica, rifting.*

ABSTRACT

The tholeiitic dolerites that crop out in three diapirs of the SE of the Iberian Chain (Alfarp, Quesa and Lugar Nuevo de Fenollet, Valencia), are the expression of evolved (low Ni, Cr and mg^* values) basic magmas, injected into poorly lithified sediments (lutites, marls and gypsum) which represent the Upper Triassic (Keuper facies)-Hettangian boundary, developing sills with reduced thickness. Their mineral and whole-rock geochemical compositions indicate a continental tholeiitic affinity and certain similarities to a MORB composition and, on the other hand, show that the Alfarp dolerites represent the less evolved compositions, whereas the Fenollet dolerites show a significantly greater differentiation. These rocks are the expression of a shallow magmatism, related to the initial stages of the mesozoic rifting that affected the intersection of the Celtiberian Rift with the Betic Graben. This magmatism is clearly different of the isochronous tholeiitic magmatism (dolerites) which crops out at the Pyrenees and Betics.

Key words: *dolerite, tholeiitic, Triassic-Liassic, Iberian Chain, rifting.*

Introducción

En el sector del SE de la Cordillera Ibérica y en su límite nord-oriental de la Cordillera Bética afloran tres diapiros triásicos (Alfarp, Quesa y Lugar Nuevo de Fenollet, en la provincia de Valencia: fig. 1a, b, c y d) con diversos sills de doleritas de afinidad toleítica cuya composición y condiciones de emplazamiento aportan información sobre el magmatismo triásico de este sector.

El estudio de estas doleritas es de especial interés, puesto que se ubican en el sector de transición entre el dominio del rift Celtibérico y el del surco Bético y, más en detalle, delimitan un estadio pre-rift (expresado por un moderado vulcanismo toleítico) previo al rift triásico de Salas y Casas (1993) al que están asociados dos magmatismos, de afinidad alcalina, en el sector de Teruel-Castellón, uno de ellos triásico (Lago *et al.*, 1996) y otro jurásico (Pliensbachiense-Bajo-

* Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

** Departamento de Geología. Universidad de Valencia (Burjassot). 46100 Valencia.

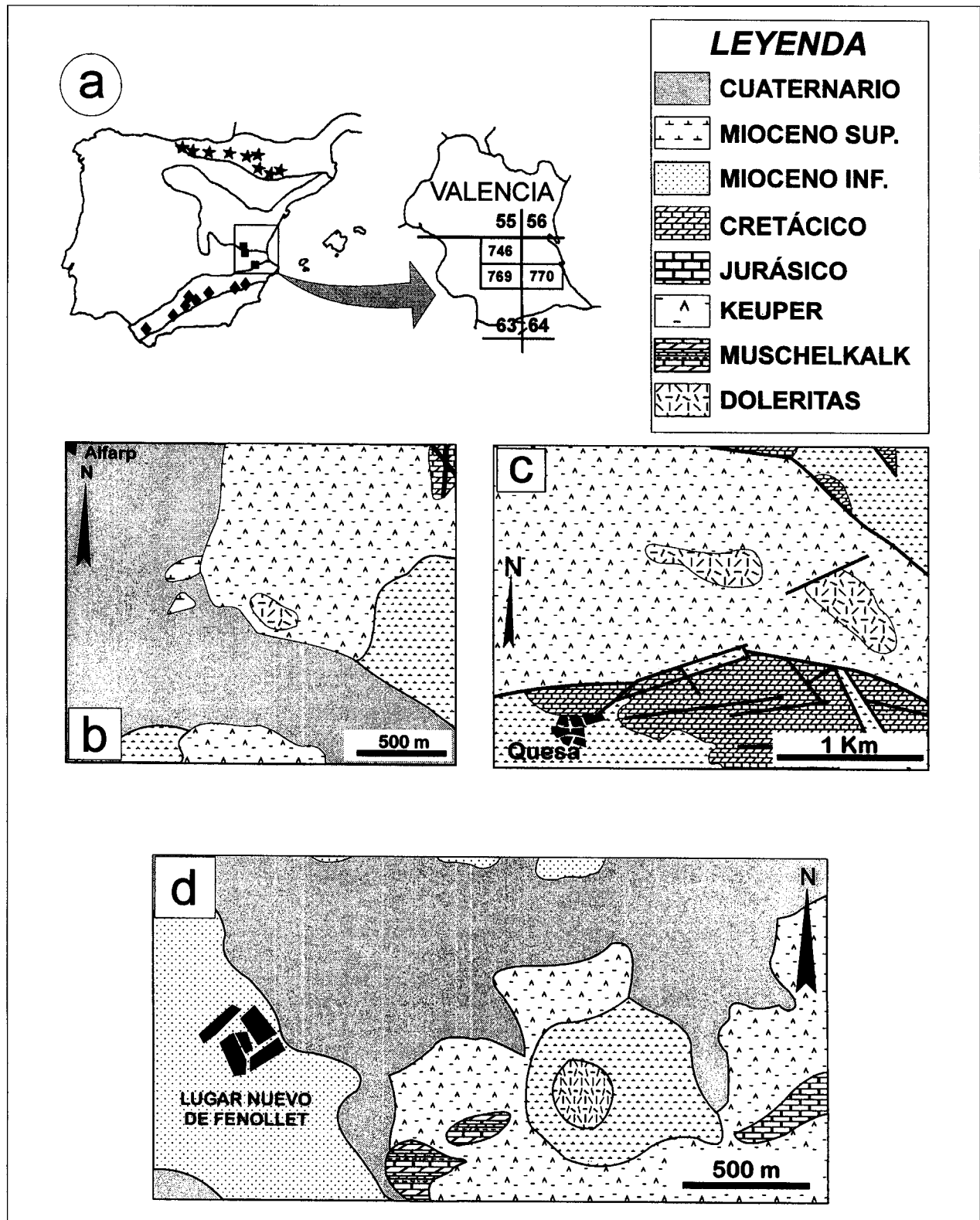


Fig. 1.—Localización de afloramientos, (a): sector considerado (cuadrado), toleitas nordpirenaicas (estrellas) y subbéticas (rombos); detalles para los sectores de Alfarp (b), Quesa (c) y Lugar Nuevo de Fenollet (d) —explicación en el texto—.

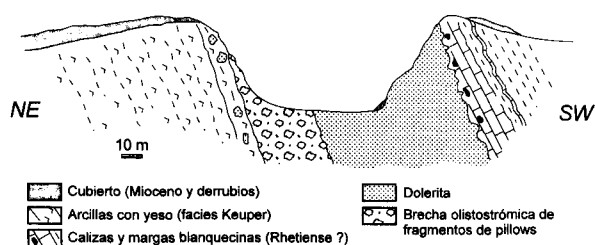


Fig. 2.—Detalle del emplazamiento de la dolerita del Lugar Nuevo de Fenollet (1d).

ciense, con un máximo de actividad en el Toarciense; Martínez *et al.*, 1997).

Los líquidos toleíticos generados al inicio del rifting, triásico del borde mediterráneo tienen su expresión en una petrología y geoquímica con ciertas diferencias respecto a las que presentan las doleritas toleíticas triásicas, menos diferenciadas, asociadas a los rift atlántico (Azambre *et al.*, 1987) y bético (Morata *et al.*, 1997) según se pone de manifiesto en este trabajo (fig. 1a).

Geología de los afloramientos

Las doleritas subvolcánicas de los tres sectores (Alfarp, Quesa y Lugar Nuevo de Fenollet; figs. 1b, c y d) están emplazadas en diapiros triásicos, resultando reorientadas las intrusiones según el flujo plástico del material involucrado en tales diapiros; la cartografía de estos diapiros triásicos corresponde a las hojas MAGNA n.º 746, 769 y 770. En el diapiro de Alfarp, de reducidas dimensiones (fig. 1b), aflora un sill dolerítico que desarrolla un metamorfismo de contacto, de grado muy débil y escaso espesor, en los sedimentos margo-arcillosos en facies Keuper; en detalle, la dolerita presenta un borde enfriado —con pocos decímetros de extensión— y la casi totalidad del sill está constituida por una facies central, con textura ofítica y composición muy uniforme. En el diapiro de Quesa (fig. 1c), afloran dos fragmentos de un único sill dolerítico con desarrollo, en ambos casos, de una fuerte tectonización en las zonas de borde enfriado, que incluyen volúmenes discretos de los sedimentos del Keuper encajante si bien la deformación alcanza, también, a diversos sectores de las facies centrales.

El diapiro del Lugar Nuevo de Fenollet (fig. 1d) presenta una dolerita, denominada Tozal Negro —antiguamente canterada y abandonada en la actualidad—, en la que pueden observarse tres características principales: a) una base de brecha olistostr6mica con frecuentes fragmentos de pillows y excepcionales estructuras cordadas entremezcladas con sedimentos margo-arcillosos (fig. 2), b) el

	ALFARP	QUESA	FENOLLET
OI	(Chl)		
Cpx	FS _{14.29} FS _{14.27}	FS _{13.27} FS _{21.27}	FS _{21.4} FS _{21.41}
Pl	An _{41.48} An _{46.28}	An _{42.27} An ₄₆	Ab _{20.27-33.71}
Am			Hb _{20.27-33.71} Act
Kfs			
Qtz			
Op	---	---	---

Fig. 3.—Secuencia de cristalización en los tres litotipos de doleritas (símbolos utilizados según Kretz, 1983).

nivel central del sill cuya composición dolerítica presenta una alteración hidrotermal importante y c) un metamorfismo de contacto al techo que afecta a calizas y margas blanquecinas atribuidas al Rhetiense (Ríos *et al.*, 1982); esta estructuración tabular indica un emplazamiento magmático, en sedimentos de facies lacustre, cuyo límite temporal superior ha de ser poco posterior al Rhetiense.

Las intrusiones de Alfarp y Quesa parecen corresponder a una etapa inicial con edad en el límite Keuper-Rhetiense (emplazadas en materiales en facies Keuper, K1 y K4 de Ortí, 1990) mientras que la dolerita del Lugar Nuevo de Fenollet, afectando la base de la Fm. Zamoranos (Jerez Mir, 1996), podría situarse temporalmente en el límite Rhetiense-Hettangiense.

Litotipos establecidos y composición mineral

Los sills doleríticos de Alfarp y Quesa presentan una diversidad de texturas desde las facies de borde enfriado (con textura porfídica subofítica) a las facies centrales (con las texturas ofítica y dolerítica). Los minerales principales en estas doleritas (fig. 3) son la augita y la plagioclasa siendo minoritarios la magnetita e ilmenita; los accesorios más importantes son la clorita, los carbonatos y los minerales micáceos desarrollados en las plagioclasas (fig. 3); dos precisiones merecen ser destacadas: a) el olivino (siempre alterado a clorita) sólo está presente, minoritario, en algunas rocas —con textura ofítica— del afloramiento de Alfarp y b) la presencia de anfíbol en algunas rocas —con textura dolerítica— de Quesa, donde su escaso desarrollo no permite el análisis preciso por microsonda electrónica.

En la dolerita del Lugar Nuevo de Fenollet (fig. 3) se observan texturas porfídicas microdoleríticas en el borde enfriado y es frecuente la dolerítica en las facies central con desarrollo de plagioclasas (albitizadas; fig. 5a y tabla 2), clinopiroxenos ricos en Fe y dos tipos de anfíboles (Fe-Hornblenda y Fe-Actinolita) y, por último, opacos (magnetita e ilme-

Tabla 1.—Composición química de clinopiroxenos.

	Alfarp					Quesa					Fenollet				
SiO ₂	53,108	53,707	52,388	52,851	53,881	52,246	51,545	51,714	50,843	50,429	49,781	48,920	49,964	47,416	43,191
TiO ₂	0,392	0,165	0,449	0,518	0,109	0,547	0,704	0,821	1,072	0,750	0,301	0,294	0,298	0,453	1,098
Al ₂ O ₃	2,570	1,750	2,881	2,621	1,522	1,831	1,907	2,184	2,113	1,917	1,885	2,321	1,824	2,641	4,832
V ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,012	0,020	0,089	0,050	0,063
Cr ₂ O ₃	0,431	0,440	0,851	0,221	0,132	0,082	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,022	0,000	0,000	0,000
FeO	6,330	6,630	6,863	7,137	8,378	8,311	12,479	13,376	14,372	14,913	17,038	17,802	22,073	22,989	25,249
MgO	18,660	19,537	17,531	17,748	18,983	16,888	14,271	14,222	13,298	12,528	13,520	12,869	10,522	10,884	8,153
MnO	0,092	0,240	0,201	0,176	0,246	0,212	0,301	0,357	0,274	0,449	0,151	0,186	0,415	0,385	0,156
CoO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,000	0,036	0,063	0,082	0,043
ZnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,000	0,000	0,000	0,048	0,037
NiO	0,000	0,016	0,000	0,000	0,074	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,133	0,094	0,074	0,091
CaO	18,259	17,347	18,775	18,790	16,748	18,544	18,267	17,690	17,621	17,527	12,239	12,254	11,629	11,114	11,306
Na ₂ O	0,166	0,081	0,147	0,138	0,110	0,126	0,140	0,179	0,180	0,178	0,881	1,059	0,410	1,138	1,862
K ₂ O	0,006	0,021	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,321	0,291	0,061	0,306	0,915
Total	100,014	99,934	100,086	100,201	100,183	98,787	99,614	100,543	99,773	98,691	96,155	96,207	97,379	97,580	96,996
Fórmula Estructural (6 oxígenos)															
Si	1,935	1,955	1,919	1,932	1,967	1,949	1,944	1,936	1,930	1,943	1,971	1,950	1,986	1,914	1,807
Al _{IV}	0,065	0,045	0,081	0,068	0,033	0,051	0,056	0,064	0,070	0,057	0,029	0,050	0,014	0,086	0,193
ΣT	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{VI}	0,045	0,031	0,044	0,045	0,033	0,029	0,028	0,033	0,024	0,030	0,059	0,059	0,071	0,040	0,045
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,011	0,005	0,012	0,014	0,003	0,015	0,020	0,023	0,031	0,022	0,009	0,009	0,009	0,014	0,035
Cr	0,012	0,013	0,025	0,006	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,000	0,001	0,003	0,002	0,002
Mg	0,932	0,952	0,919	0,935	0,961	0,939	0,802	0,794	0,752	0,719	0,798	0,765	0,623	0,655	0,508
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,150	0,151	0,193	0,229	0,133	0,166	0,294	0,290	0,410
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣMI	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg	0,082	0,108	0,038	0,032	0,073	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,193	0,202	0,210	0,218	0,256	0,245	0,244	0,268	0,264	0,251	0,431	0,428	0,440	0,486	0,473
Mn	0,003	0,007	0,006	0,005	0,008	0,007	0,010	0,011	0,009	0,015	0,005	0,006	0,014	0,013	0,006
Ca	0,713	0,677	0,737	0,736	0,655	0,741	0,738	0,710	0,717	0,723	0,519	0,523	0,495	0,481	0,507
Na	0,006	0,003	0,005	0,005	0,004	0,005	0,005	0,006	0,007	0,007	0,034	0,041	0,016	0,045	0,076
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,007	0,002	0,008	0,024
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,000	0,001	0,002	0,003	0,001
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,002	0,003
$\Sigma M2$	0,996	0,998	0,997	0,997	0,997	0,997	0,997	0,996	0,996	0,996	0,997	1,011	0,972	1,039	1,090
Total	3,996	3,998	3,997	3,997	3,997	3,997	3,997	3,996	3,996	3,996	3,997	4,011	3,972	4,039	4,090
Wo:	37,088	34,770	38,569	38,199	33,570	38,084	37,978	36,703	37,054	37,331	27,525	27,725	26,536	24,973	26,615
En:	52,728	54,477	50,100	50,194	52,933	48,249	41,276	41,050	38,901	37,121	42,299	40,505	33,401	34,023	26,700
Fs:	10,184	10,753	11,331	11,608	13,497	13,667	20,746	22,247	24,045	25,549	30,177	31,771	40,063	41,004	46,684
*fe	0,253	0,253	0,281	0,287	0,306	0,330	0,467	0,485	0,519	0,543	0,558	0,580	0,677	0,679	0,756

nita). La Fe-hornblenda, desarrollada en los bordes de la augita y en los espacios intercrystalinos, puede ser tardimagnética mientras que la Fe-actinolita apunta un origen hidrotermal, al igual que la albita.

El contenido minoritario de olivino y la ausencia de pigeonita —típica del magmatismo telefónico continental (Azambre *et al.*, 1987)— puede estar justi-

ficada en estas doleritas por la destacada fracciónación del líquido original por lo que, en todo caso, el registro de la composición de la augita puede ser empleado como criterio para el estudio de la afinidad magnética y, más en detalle, de las condiciones de diferenciación.

Los análisis de química mineral (augita, anfíbol y

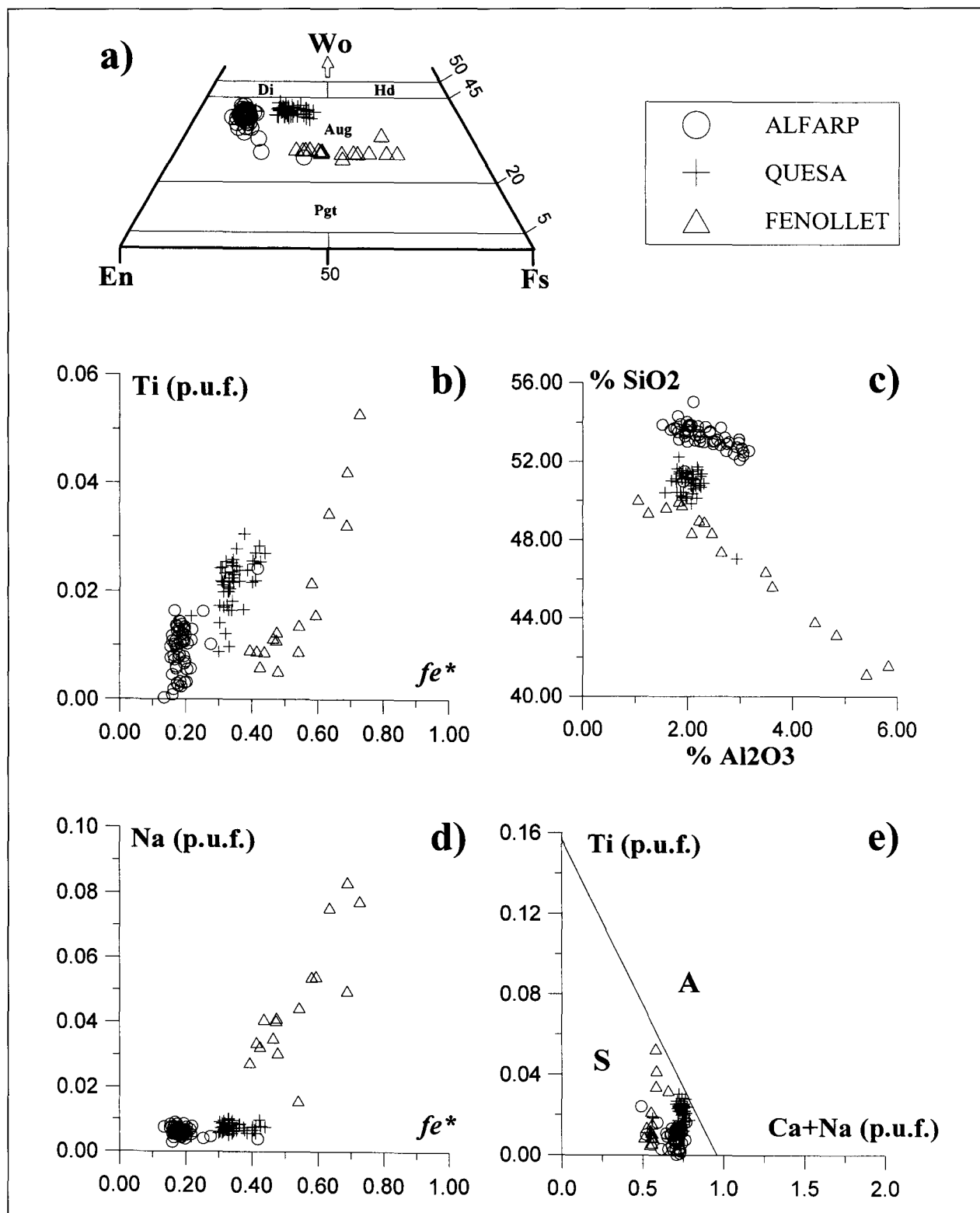


Fig. 4.—a) Clasificación de los clinopiroxenos (Morimoto *et al.*, 1988) y b), c), d) y e) diagramas % SiO₂ vs. %Al₂O₃, Ti (p.u.f.) vs. fe^* , Na (p.u.f.) vs. fe^* y Ti vs. Ca + Na (Leterrier *et al.*, 1982) para los clinopiroxenos analizados, respectivamente. S: campo correspondiente a los piroxenos en rocas de afinidad subalcalina. A: campo correspondiente a los piroxenos en rocas de afinidad alcalina.

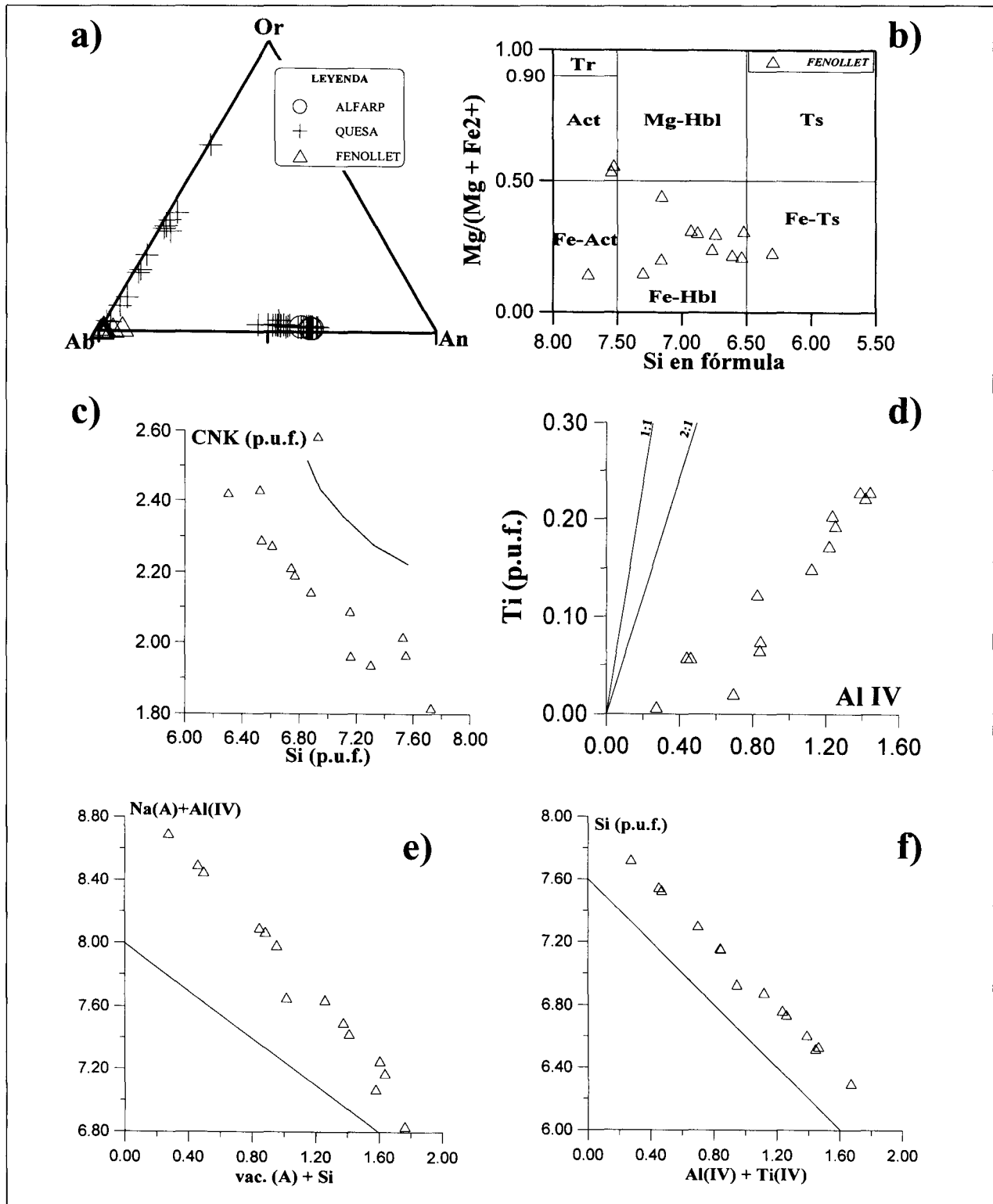


Fig. 5.—a) Composición de las plagioclasas analizadas, b) clasificación (Leake *et al.*, 1997) de los anfíboles analizados en doleritas de Lugar Nuevo de Fenollet y c), d), e) y f) diagramas CNK vs. Si (p.u.f.) (Czamanske y Wones, 1973), Ti vs. Al^{IV} (la línea 2:1 indica la relación esperable por el desarrollo de la sustitución T-Tschermakita), Na (A) + Al^{IV} vs. Vac (A) + Si. Si vs. Al^{IV} + Ti^{IV} para los anfíboles analizados, respectivamente.

Tabla 2.—Composición química de plagioclasas.

	Alfarp		Quesa		Fenollet
SiO ₂	53,742	67,174	59,735	54,527	67,850
Al ₂ O ₃	28,839	20,927	25,868	26,949	19,885
TiO ₂	0,106	0,000	0,010	0,075	0,031
Cr ₂ O ₃	0,015	0,000	0,001	0,000	0,021
FeO(t)	0,956	0,429	1,022	0,919	0,212
MnO	0,078	0,000	0,066	0,023	0,014
NiO	0,044	0,000	0,000	0,000	0,005
MgO	0,160	0,060	0,191	0,120	0,017
CaO	12,424	0,451	0,360	11,414	0,155
Na ₂ O	4,204	10,111	6,294	4,691	10,626
K ₂ O	0,222	1,320	5,235	0,402	0,244
P ₂ O ₅	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	100,790	100,472	98,781	99,120	99,059
Fórmula Estructural (8 oxígenos)					
Si	2,425	2,938	2,710	2,994	2,985
Al	1,534	1,079	1,386	1,454	1,031
Ti	0,004	0,000	0,000	0,003	0,001
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe(t)	0,036	0,016	0,039	0,044	0,007
Mn	0,003	0,000	0,003	0,001	0,001
Ni	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,011	0,004	0,013	0,008	0,001
Ca	0,601	0,021	0,017	0,561	0,007
Na	0,368	0,857	0,552	0,415	0,907
K	0,013	0,074	0,304	0,023	0,014
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	4,995	4,988	5,025	4,995	4,955
Or	1,303	7,780	35,404	2,350	0,799
Ab	37,490	89,997	62,620	41,583	97,733
An	61,207	2,227	1,976	56,066	1,493

plagioclasa) han sido realizados mediante microsonda electrónica —CAMECA SX-50— en las Universidades de Toulouse y Oviedo. La proyección de los datos de la augita, minoritaria (< 10 %) en los afloramientos de Quesa y Fenollet y mayoritaria en el de Alfarp, se indica en la figura 4 (una selección representativa de composiciones se expone en la tabla 1) y, de igual modo, la composición de las plagioclasas se indica en la figura 5a (las composiciones seleccionadas se indican en la tabla 2); es destacable la presencia de composiciones albiticas y de feldespatos potásicos, posiblemente secundarios, en el afloramiento de Fenollet, donde cristalizan los dos tipos de anfíbol citados (tabla 3).

La proyección de las composiciones de las augitas (obtenidas según barridos centro-borde en cristales representativos para rocas de los tres afloramientos) muestra una secuencia continua, de enriquecimiento en Fe —con rango de Fs₁₀₋₄₆ (fig. 4a)— permitiendo establecer una ordenación de condiciones de cristalización según la cual, la

Tabla 3.—Composición química de anfíboles de Fenollet.

	Anfíboles de Fenollet					
SiO ₂	51,451	45,921	47,472	42,929	40,251	38,822
TiO ₂	0,525	0,174	0,659	1,465	1,590	1,869
Al ₂ O ₃	2,538	3,714	5,191	6,583	6,553	7,530
V ₂ O ₃	0,085	0,053	0,028	0,106	0,097	0,061
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,100	0,000	0,000
FeO(t)	19,354	33,350	22,055	26,485	26,064	29,133
MgO	11,973	3,221	9,383	6,085	6,321	4,588
MnO	0,262	0,304	0,276	0,234	0,167	0,383
NiO	0,000	0,032	0,000	0,032	0,129	0,037
CaO	11,378	9,990	10,412	10,592	11,411	11,259
Na ₂ O	1,054	1,161	2,380	2,034	2,068	2,045
K ₂ O	0,298	0,563	0,626	1,210	1,210	1,369
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
P ₂ O ₅	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H ₂ O	0,000	0,000	1,978	0,000	1,839	1,830
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	98,918	98,482	100,460	97,856	97,700	98,926
Fórmula Estructural (22,5 oxígenos)						
Si	7,547	7,301	7,155	6,740	6,523	6,301
Al _{IV}	0,439	0,696	0,845	1,218	1,252	1,440
Ti	0,014	0,004	0,000	0,041	0,194	0,228
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032	0,030
Σ T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al _{VI}	0,000	0,000	0,078	0,000	0,000	0,000
Ti	0,044	0,017	0,075	0,132	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,125	0,124	0,138	0,158	0,109	0,195
Mg	2,618	0,763	2,108	1,424	1,527	1,110
Fe ²⁺	2,213	4,096	2,601	3,274	3,364	3,695
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,036	0,214	0,041	0,046	0,027	0,034
Mn	0,033	0,041	0,035	0,031	0,023	0,053
Ni	0,000	0,004	0,000	0,004	0,017	0,005
V	0,015	0,010	0,005	0,020	0,019	0,012
Ca	1,788	1,702	1,681	1,782	1,981	1,958
Na (b)	0,128	0,029	0,238	0,117	0,000	0,000
Σ B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,067	2,061
Na (a)	0,022	0,150	0,110	0,192	0,325	0,322
K	0,028	0,057	0,060	0,121	0,125	0,142
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ A	0,050	0,207	0,170	0,314	0,450	0,464
Total	15,050	15,207	15,170	15,314	15,517	15,525

dolerita de Alfarp, representaría el término menos diferenciado, seguida por la de Quesa y, finalmente, la del Lugar Nuevo de Fenollet (más diferencia-

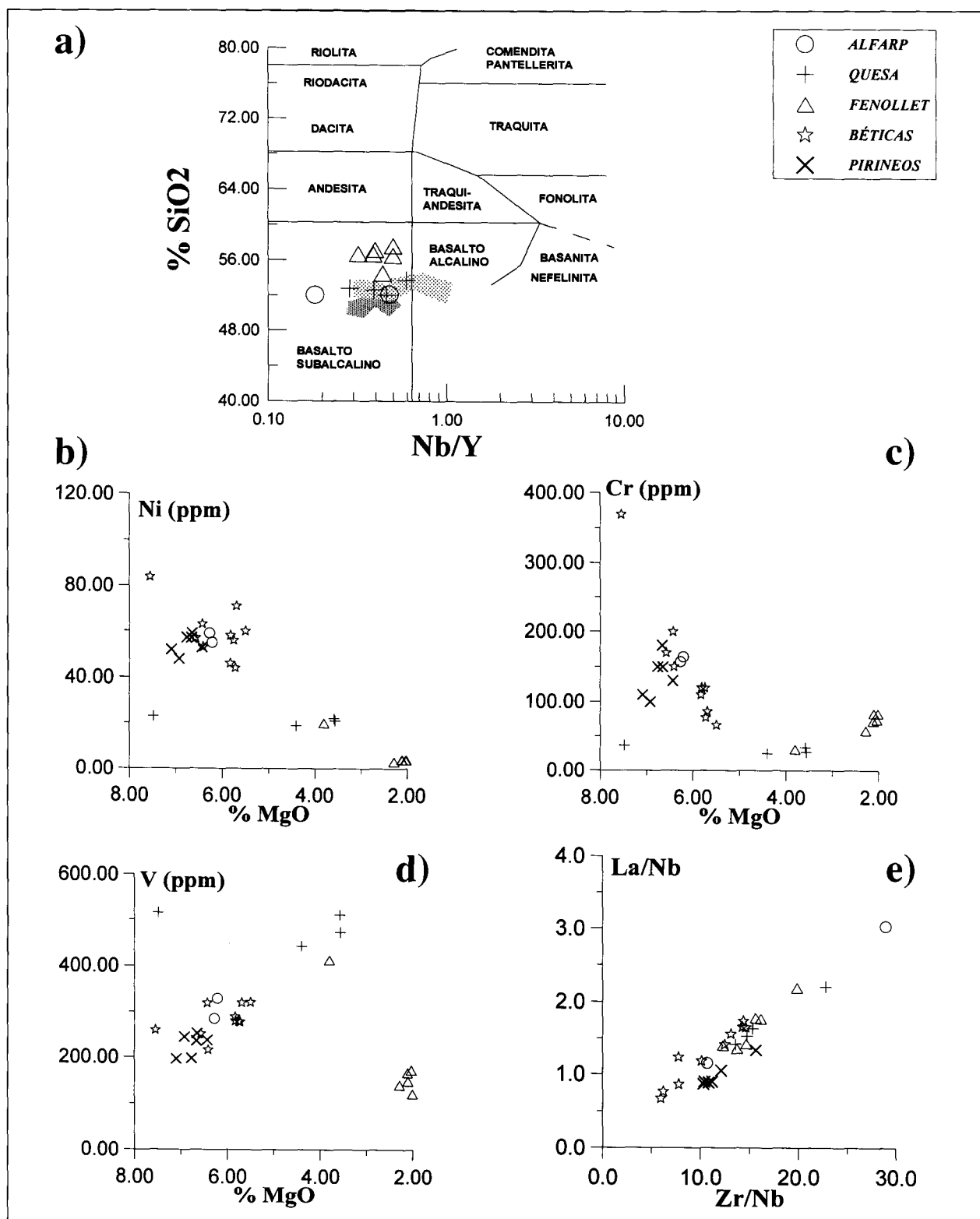


Fig. 6.—a) Clasificación de las rocas analizadas en el diagrama SiO_2 vs. Nb/Y (Winchester y Floyd, 1976). El área rayada corresponde a ofitas pirenaicas y la sombreada a las ofitas béticas cuyo valor promedio se expresa en los análisis GR y DM de la tabla 4, y b), c), d) y e) diagramas de variación Ni vs. $\% \text{MgO}$, Cr vs. $\% \text{MgO}$, V vs. $\% \text{MgO}$ y La/Nb vs. Zr/Nb , respectivamente.

Tabla 4.—Composición química de roca total (anál. 1 y 2: Alfarp; 3, 4 y 5: Quesa; 6 a 11: Fenollet, GR: promedio de «ofitas» de El Grado —Lago *et al.*, 1989—, DM: promedio de «ofitas» béticas —selección para LOI < 2,0 en Morata *et al.*, 1997—).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	DM	GR
SiO₂	52,000	52,100	52,800	52,600	52,000	57,600	56,700	57,200	56,500	54,500	56,700	52,629	50,933
TiO₂	1,140	1,130	2,030	2,020	2,020	1,940	1,920	1,930	1,930	2,030	1,930	1,227	1,006
Al₂O₃	14,300	14,400	12,200	12,200	11,900	12,100	11,900	12,000	11,900	12,700	12,000	14,458	15,067
Fe₂O₃	11,500	11,500	15,100	16,100	16,200	13,500	14,000	13,700	13,900	12,400	13,400	11,745	10,883
MnO	0,210	0,210	0,260	0,290	0,140	0,120	0,120	0,100	0,100	0,080	0,100	0,196	0,178
MgO	6,270	6,210	3,580	3,560	4,400	2,030	2,100	2,010	2,280	3,800	2,110	6,127	6,752
CaO	8,550	8,520	5,380	5,300	5,410	3,930	4,250	4,140	5,150	5,950	5,080	9,504	11,003
Na₂O	2,740	2,750	3,730	3,580	3,350	4,780	4,480	5,530	5,970	6,510	5,500	2,866	2,102
K₂O	1,460	1,540	2,840	2,790	3,010	2,980	3,280	2,120	1,160	0,880	1,980	1,097	0,583
P₂O₅	0,130	0,130	0,220	0,220	0,220	0,320	0,320	0,320	0,320	0,260	0,320	0,146	0,117
LOI	1,930	1,700	1,390	1,620	1,770	0,770	1,000	0,850	1,080	1,160	0,930	1,504	1,133
mg*	0,550	0,550	0,350	0,330	0,380	0,260	0,250	0,250	0,270	0,410	0,260	0,543	0,586
Total	100,230	100,190	99,530	100,280	100,420	100,070	100,070	99,900	100,290	100,270	100,050	99,995	99,757
Li	30,00	27,00	35,00	38,00	59,00	30,00	32,00	32,00	17,00	31,00	42,00	18,40	8,67
Sc	29,60	29,00	29,80	29,50	27,40	25,10	25,00	24,50	24,30	29,90	25,10	32,93	37,67
V	285,00	329,00	511,00	473,00	443,00	173,00	149,00	121,00	140,00	413,00	167,00	281,40	227,50
Cr	157,00	164,00	34,00	27,00	25,00	74,00	83,00	83,00	58,00	31,00	72,00	146,90	136,67
Co	49,00	46,00	62,00	62,00	58,00	42,00	44,00	45,00	48,00	58,00	42,00	53,00	35,17
Ni	59,00	55,00	22,00	21,00	19,00	4,00	4,00	4,00	3,00	20,00	4,00	59,20	54,33
Cu	119,00	116,00	145,00	261,00	205,00	36,60	69,60	44,70	152,00	140,00	72,00	116,30	126,67
Zn	112,00	106,00	148,00	255,00	77,20	26,10	36,70	22,40	38,10	29,20	65,40	190,10	82,12
Rb	31,00	56,00	68,00	66,00	52,00	53,00	62,00	51,00	22,00	18,00	29,00	32,40	17,33
Sr	251,00	246,00	134,00	132,00	289,00	201,00	192,00	210,00	104,00	102,00	221,00	289,80	200,17
Y	22,00	21,00	35,00	36,00	35,00	48,00	47,00	48,00	46,00	39,00	49,00	23,10	19,00
Zr	116,00	107,00	228,00	215,00	218,00	296,00	298,00	297,00	316,00	250,00	307,00	105,80	94,33
Nb	4,00	10,00	10,00	14,00	16,00	24,00	15,00	19,00	23,00	17,00	19,00	11,10	8,17
Ba	248,00	254,00	368,00	447,00	514,00	424,00	471,00	329,00	73,00	106,00	240,00	246,50	134,50
La	12,10	11,50	22,10	22,90	22,70	33,50	32,90	33,80	31,10	24,10	33,60	12,66	7,92
Ce	27,00	25,00	47,10	48,20	49,10	70,30	70,30	70,40	65,00	56,20	68,90	26,95	17,82
Pr	3,70	3,50	6,30	6,30	6,20	9,20	9,00	8,80	8,90	7,60	8,90	0,00	2,40
Nd	17,40	16,60	29,40	29,20	27,60	41,70	40,00	38,00	39,20	34,50	39,70	15,78	10,85
Sm	3,90	3,40	6,50	6,50	6,70	9,30	9,60	8,90	8,60	7,10	9,20	3,81	3,10
Eu	1,18	1,23	1,95	1,93	1,92	2,47	2,59	2,30	2,39	2,14	2,44	1,28	1,09
Gd	4,50	4,20	7,50	7,60	7,40	10,60	10,60	10,30	9,80	8,60	10,20	4,24	3,33
Tb	0,70	0,70	1,10	1,10	1,10	1,60	1,60	1,50	1,50	1,30	1,60	0,72	0,57
Dy	4,30	4,10	6,90	7,00	7,20	9,70	9,30	9,40	9,50	7,60	9,50	4,47	3,50
Ho	0,87	0,85	1,34	1,40	1,39	1,90	1,88	1,90	1,82	1,56	1,94	0,91	0,70
Er	2,50	2,30	4,00	4,00	3,90	5,40	5,50	5,20	5,30	4,60	5,60	2,60	1,98
Yb	2,30	2,50	3,30	3,60	3,40	4,80	4,60	4,70	4,60	3,90	4,80	2,29	1,83
Lu	0,34	0,35	0,49	0,56	0,50	0,70	0,63	0,66	0,71	0,58	0,71	0,35	0,28
Hf	2,70	2,50	4,80	4,90	5,00	7,30	6,70	7,20	7,30	6,40	8,00	3,01	2,12
Ta	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,00	0,25
Th	2,30	2,10	4,10	4,30	4,80	6,40	6,10	6,20	6,60	4,80	6,00	2,39	1,22
U	0,50	0,80	1,10	1,00	1,10	1,60	1,50	1,30	1,30	1,00	1,90	0,54	0,25
La/Nb	3,03	1,15	2,21	1,64	1,42	1,40	2,19	1,78	1,35	1,42	1,77	1,14	0,97
Zr/Nb	29,00	10,70	22,80	15,36	13,63	12,33	19,87	15,63	13,74	14,71	16,16	9,53	11,55
Ba/Y	11,27	12,10	10,51	12,42	14,69	8,83	10,02	6,85	1,59	2,72	4,90	10,67	7,08
Zr/Y	5,27	5,10	6,51	5,97	6,23	6,17	6,34	6,19	6,87	6,41	6,27	4,58	4,96
Nb/Y	0,18	0,48	0,29	0,39	0,46	0,50	0,32	0,40	0,50	0,44	0,39	0,48	0,43
TiO₂/P₂O₅	8,77	8,69	9,23	9,18	9,18	6,06	6,00	6,03	6,03	7,81	6,03	8,40	8,62
Th/Yb	1,00	0,84	1,24	1,19	1,41	1,33	1,33	1,32	1,43	1,23	1,25	0,06	0,66
Ta/Yb	0,43	0,40	0,30	0,28	0,29	0,21	0,22	0,21	0,22	0,26	0,21	0,00	0,14
Ti/V	23,98	20,59	23,81	25,60	27,33	67,22	77,24	95,61	82,63	29,46	69,27	26,14	26,50
Ti/Y	310,60	322,53	347,65	336,33	345,94	242,26	244,86	241,01	251,49	312,00	236,09	318,38	317,26
Ta/La	0,08	0,09	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,00	0,03
Rb/Nb	7,75	5,60	6,80	4,71	3,25	2,21	4,13	2,68	0,96	1,06	1,53	2,92	2,12
Ba/Nb	62,00	25,40	36,80	31,93	32,13	17,67	31,40	17,32	3,17	6,24	12,63	22,21	16,47
Zr/P₂O₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,07	0,08

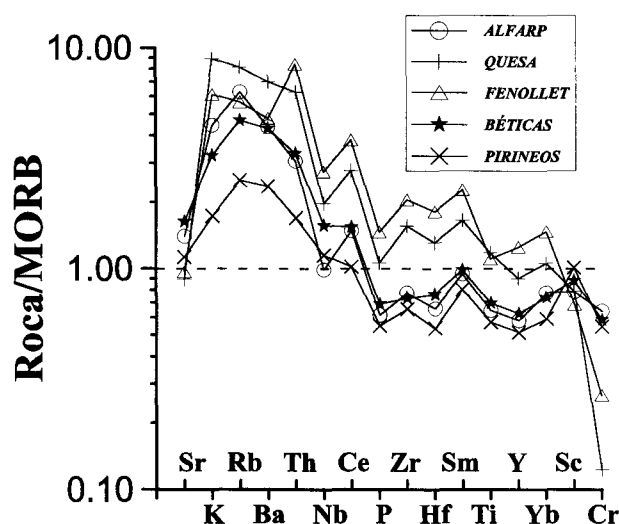


Fig. 7.—Diagrama multielemental normalizado a MORB (Klein y Langmuir, 1987). Los valores Béticas y Pirineos corresponden, respectivamente a los promedios de ofitas béticas y pirenaicas (análisis DM y GR de la tabla 4).

da) lo cual está de acuerdo con el parámetro mg^* —en roca total— y la composición geoquímica de estas rocas (tabla 4). El estudio de la relación $\%SiO_2-Al_2O_3$ (fig. 4c) que, según es conocido, registra la $aSiO_2$ del magma por el contenido en Al de sus piroxenos, muestra una evolución con disminución progresiva en Si, que provoca la entrada de Al^{IV} y, en menor proporción, de Ti^{VI} delimitando una pauta gradual de variación en cristales de una misma dolerita y, a su vez, para el conjunto de las tres doleritas (fig. 4b). Esta evolución es coherente con el progresivo incremento modal en plagioclasa, mineral que compite con el clinopiroxeno por el Si y el Ca. Las tres poblaciones, bien discriminadas, indican composiciones relativamente pobres en Al y Ca, y ricas en Si siendo característico el escaso contenido en Cr ($< 0,01$ átomos p.u.f.) y en Ti (valor promedio $< 0,02$ átomos p.u.f.) (tabla 1); su enriquecimiento en Fe registra la evolución progresiva bajo unas condiciones claramente más alcalinas y con valores gradualmente más bajos de fO_2 para unas temperaturas secuencialmente decrecientes. Considerando el aumento de fe^* ($Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$) como criterio de diferenciación (rango en 0,25 a 0,74: tabla 1) se aprecian incrementos significativos en Ti (fig. 4b), Na (fig. 4d) y, con menor entidad, en $Al_{(O)}$ respecto a este parámetro, siendo común, para el conjunto de los litotipos, una mayor fraccionación en la dolerita de Fenollet respecto a los litotipos de Alfarp y Quesa. La proyección de los análisis en el campo correspondiente a las afinidades subalcalinas (S) en el diagrama Ti vs. (Ca + Na) (fig. 4e) es coherente con la afinidad

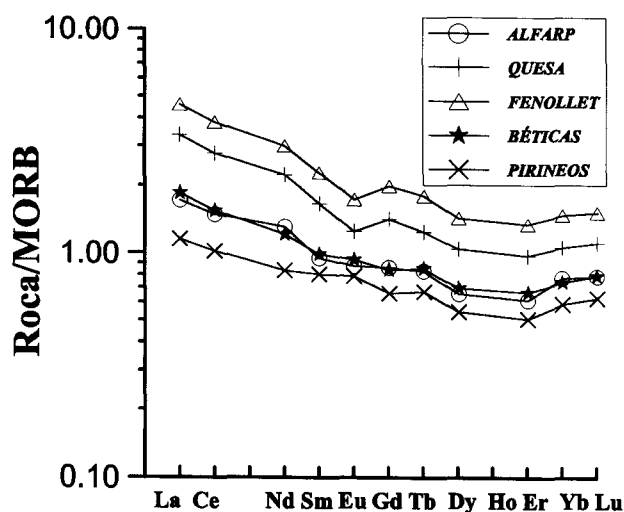


Fig. 8.—Pautas variación en tierras raras, normalizadas a MORB (Klein y Langmuir, 1987).

deducida de su composición química en roca total (ver *infra*).

El conjunto de los datos expuestos permite indicar una evolución composicional en los tres afloramientos que, en principio, apuntan a diferencias del líquido original y/o las condiciones de cristalización en cada uno de los sistemas.

El estudio de las composiciones obtenidas en anfíboles, que abordamos a continuación, está justificado por su escasez en este tipo de litologías y, de modo especial, al tratarse de un mineral ausente en las doleritas toleíticas, más indiferenciadas, de los dominios pirenaico y subbético. Los anfíboles, sólo analizados en las doleritas de Fenollet ($< 5\%$ modal), presentan dos composiciones bien discriminadas (ver selección de datos en la tabla 3): la ferrohornblenda, modalmente mayoritaria y con un amplio rango de diferenciación, y la actinolita, en cristales aislados (fig. 5b). Importa resaltar en su composición: *a*) un bajo contenido en Al total ($< 1,45$ p.u.f.) con claro déficit en Al^{VI} , *b*) una baja ocupación en la posición A y *c*) un contenido variable en Ti (posición C). La proyección de composiciones en el diagrama CNK vs. Si (fig. 5c) muestra que la mayor parte de los anfíboles ferrohornbléndicos son de origen ígneo y su cristalización, tardía, tuvo lugar en un amplio margen de condiciones en Si ($Si_{p.u.f.}: 6,40-7,30$) y CNK lo que confirma su diversidad de caracteres ópticos; los criterios microtexturales indican que la cristalización de los términos actinolíticos se produjo posteriormente y en condiciones subsólidas. Un estudio, más detallado, sobre las principales sustituciones

permite observar: *a*) se aprecia una incorporación destacada del Ti según una pauta gradual paralela a la línea $2Al^{IV}$: Ti (sustitución del tipo Ti-Tschemakita; fig. 5d), *b*) se aprecia una buena correlación $Na(A) + Al^{IV}$ vs. $Vac(A) + Si^{IV}$ (fig. 5e), que indica el desarrollo de la sustitución edenítica, posiblemente combinada con otros mecanismos que implican la entrada de Al^{IV} , principalmente de Tipo Ti-Tschemakita (pauta lineal Si^{IV} vs. $Al^{IV} + Ti^{VI}$ en fig. 5f). El conjunto de estas consideraciones permite indicar que los anfíboles ígneos ($Si_{p.u.f.} < 7,3$) presentan una variación de composición controlada, principalmente, por sustituciones de tipo edenita y Ti-Tschemakita pero, en todos los casos, con valores reducidos de $Al_{(t)}$, así como de Mg, lo que induce a pensar que su cristalización, tardimagmática, se realizó en condiciones de baja a muy baja presión (<1 Kb) sin ser posible aplicar estimaciones geobarométricas más detalladas; por otra parte, los minoritarios anfíboles actinolíticos ($Si_{p.u.f.} < 7,5$) cristalizan posteriormente en condiciones subsólidos y, probablemente, de modo coetáneo a los procesos de albitización de la plagioclasa.

Composición geoquímica

La composición química en roca total de las rocas analizadas se indica, para los tres afloramientos, en la tabla 4 donde, a efectos de comparación, se incluye un promedio (análisis GR) de las doleritas toleíticas («ofitas») del afloramiento de El Grado (Lago *et al.*, 1989) y, con igual criterio comparativo, un promedio de las «ofitas» (análisis DM) de las Béticas realizado a partir de una selección de análisis con LOI < 2 % (Morata *et al.*, 1997). Los análisis se realizaron en el laboratorio X-RAL en Toronto (Canadá), mediante técnicas de FRX (elementos mayores y Rb, Sr, Ba, Zr y Nb), ICP (Li, Sc, Co, Ni, Cu, Zn, Y), ICP-MS (todos los elementos del grupo de las tierras raras, en adelante TR) y NA (Cr, Hf, Ta, Th y U). Las rocas analizadas (%SiO₂: 52,0-57,6) corresponden a andesitas basálticas (Le Bas *et al.*, 1986) y basaltos según la clasificación %SiO₂ vs. Nb/Y (fig. 6a). Los valores de mg^* ($Mg/Mg + Fe^{2+}$), con rango en 0,25-0,55 (tabla 4), indican líquidos que han experimentado una cierta fraccionación lo que está de acuerdo con el comportamiento de los elementos traza y las TR. La pauta de los óxidos respecto al descenso del MgO, considerado éste como índice de diferenciación, indica buenas correlaciones positivas para los elementos mayores (SiO₂, Na₂O, K₂O) siendo destacable una buena correlación negativa en los traza compatibles (Ni, fig. 6b; Cr, fig. 6c) y positiva en el V (fig. 6d) lo que parece estar controlado por la fraccionación

de los clinopiroxenos donde es manifiesto el aumento del Fe con la diferenciación.

La afinidad toleítica está representada por valores bajos en P₂O₅ y en TiO₂, un contenido alto de Y respecto al Nb (rango en Nb/Y: 0,1-0,5), valores promedio de Ti/V < 50 (Shervais, 1982) junto a las relaciones interelementales diversas (ver tabla 4) que son representativas de líquidos con afinidad toleítica continental.

El estudio de la diferenciación muestra relaciones positivas para elementos incompatibles destacando la de La/Nb vs. Zr/Nb (fig. 6e) donde, además, las doleritas del SE de la Cordillera Ibérica presentan valores más altos respecto a las doleritas toleíticas («ofitas») de los pirineos y béticas. Esta evolución parece ser coherente con una mayor diferenciación del fundido original y, a su vez, una mayor diferenciación durante su cristalización. Los espectros multielementales normalizados a un valor promedio de MORB (Klein y Langmuir, 1987; fig. 7) muestran un enriquecimiento general en elementos de gran radio iónico y poca carga (K, Rb y Ba) y también para el Th, así como anomalías negativas en Nb y P, caracteres que son comunes a las toleitas continentales (Dupuy y Dostal, 1984) y que han sido interpretadas como indicadores de interacción con materiales de la corteza en este tipo de rocas. Es patente la fraccionación de estas doleritas (Alfarp seguida por Quesa y Fenollet), coincidente con la evolución de sus piroxenos (fig. 4). Las composiciones menos diferenciadas de las estudiadas (Alfarp) presentan pautas próximas al promedio de las doleritas de los dominios pirenaico y bético (más indiferenciadas).

El espectro de TR, normalizado a MORB (Klein y Langmuir, 1987; fig. 8), presenta, como rasgo común, un ligero enriquecimiento en TR ligeras (y empobrecimiento en TR pesadas) y una ligera anomalía negativa en Eu. Las pautas obtenidas son similares entre sí, corroborando la comentada diferenciación (Alfarp, seguida por Quesa y Fenollet) e, igualmente, las doleritas más indiferenciadas (Alfarp) tienden a solaparse con la pauta del valor promedio de las toleitas béticas («ofitas»), muy similares, por su parte, al promedio de las doleritas («ofitas») pirenaicas (menos diferenciadas).

Discusión

La composición mineral de estas rocas (augita, plagioclasa y anfíbol) muestra diferencias significativas con la propuesta para las doleritas toleíticas triásicas («ofitas»), bien representadas en el dominio pirenaico y bético, tanto por la ausencia de pigeonita (y/o olivino), como por presentar una pauta

más evolucionada en la diferenciación de la augita y, en tercer lugar, por la mayor proporción modal y distinta composición y génesis del anfíbol respecto al presente en las doleritas («ofitas») pirenaicas (Azambre *et al.*, 1987) y béticas (Morata *et al.*, 1997). Los piroxenos indican una cristalización a partir de líquidos más diferenciados respecto a la composición establecida para los dos dominios citados (pirenaico y bético).

Las composiciones geoquímicas obtenidas en rocas de estos afloramientos corroboran lo observado a partir de la composición mineral, indicando su génesis a partir de líquidos más diferenciados respecto a los de las doleritas toleíticas típicas de los dominios pirenaico (Alibert, 1985; Azambre *et al.*, 1987; Demant y Morata, 1996) y bético (Morata, 1993; Morata *et al.*, 1997) lo que está puesto de manifiesto por las composiciones iniciales y las pautas de variación de los elementos traza. La signatura geoquímica indica procesos de cristalización fraccionada cuya magnitud, en estas doleritas, es mayor respecto a la señalada para las doleritas de los dominios pirenaico y bético. Si se admite, como propuesta inicial, una composición similar del protolito mantélico, puede ser posible explicar la mayor fraccionación en estas doleritas según diferencias en los fundidos iniciales y una distinta evolución durante su cristalización a nivel de emplazamiento. Según los criterios de campo y los datos composicionales indicados, se pueden interpretar aportes sucesivos para los afloramientos de Alfarp (más indiferenciado), Quesa y Fenollet; esta secuencia composicional parece estar de acuerdo, en principio, con sus etapas temporales de emplazamiento.

Conclusiones

Las doleritas toleíticas del SE de Valencia indican líquidos, bastante evolucionados (valores bajos en Ni, Cr y mg^*) respecto a la signatura de MORB, cuya diferenciación posterior se produjo mediante procesos de cristalización fraccionada, que se evidencian en el estudio geoquímico, así como en los piroxenos (alto enriquecimiento en Fe) y en el anfíbol, cuya cristalización, más tardía, ha podido realizarse a partir de un líquido final enriquecido en Si y empobrecido en Al. Una reconstrucción del emplazamiento inicial de estas doleritas parece indicar dos pulsos principales, uno inicial —relativamente menos fraccionado— que, con posible edad en el límite Keuper-Rhetiense, está representado en los sills de Alfarp y Quesa, y, otro posterior —bastante más fraccionado— que, con edad en el límite Rhetiense-Hettangiense, está representado en el sill de

Lugar Nuevo de Fenollet, intruido en los sedimentos lacustres de la base de la Fm. Zamoranos (Hettangiense). Los líquidos toleíticos aquí generados, en condiciones de distensión triásica de tipo pre-rift en el margen oriental de la Cordillera Ibérica, presentan pautas más fraccionadas respecto a los homólogos y coetáneos («ofitas» triásicas) de los dominios rift pirenaico y bético.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. A. Pocovi (Univ. de Zaragoza) por la ayuda prestada en el trabajo de campo; al Dr. J. López Ruiz (CSIC, Madrid) por los comentarios y mejoras a este trabajo y a R. Martínez (Universidad de Valencia) por las sugerencias al marco geotectónico. Este trabajo desarrolla objetivos del programa PB 95-0805 (DGICYT).

Referencias

- Alibert, C. (1985). A Sr-Nd isotope and REE study of late Triassic dolerites from the Pyrénées (France) and Messejana dyke (Spain and Portugal). *Earth Planet. Sci. Letters*, 73: 81-90.
- Azambre, B., Rossy, M. y Lago, M. (1987). Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. *Bull. Minéral.*, 110: 370-396.
- Czmanske, G. K. y Wones, D. R. (1973). Oxidation during magmatic differentiation, Finmarka complex, Oslo area, Norway. *J. Petrol.*, 14: 349-380.
- Demant, A. y Morata, D. (1996). Les dolérites tholéitiques de Gaujacq et St-Pandelon (Landes, France). *Pétrologie, géochimie et cadre géodynamique. Bull. Soc. Géol. France*, 167: 321-333.
- Dupuy, C. y Dostal, J. (1984). Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet. Sci. Letters*, 67: 61-69.
- Guimerá, J., Salas, R., Verges, J. y Casas, A. (1996). Extensión mesozoica e inversión compresiva terciaria en la Cadena Ibérica: aportaciones a partir del análisis de un perfil gravimétrico. *Geogaceta*, 20: 1691-1694.
- Jerez Mir, F. (1996). El Triás Penibético. Una nueva interpretación sobre el Triásico basada en unidades tectonosedimentarias. *Geogaceta*, 20: 31-34.
- Klein, E. M. y Langmuir, C. H. (1987). Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *J. Geophys. Res.*, 92: 8089-8115.
- Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineral.*, 68: 277-279.
- Lago, M., Vaquer, R., Pocovi, A., Navarro, J., Millán, H. y Martínez, M. B. (1989). Características petrológicas y geoquímicas de las doleritas toleíticas triásicas («ofitas») del sector de «El Grado-Aguinaliu» (provincia de Huesca). *III Congr. Geoquímica España*, 1: 109-118.
- Lago, M., Dumitrescu, R., Bastida, J., Arranz, E., Gil-Imaz, A., Pocovi, A., Lapuente, P. y Vaquer, R. (1996). Características de los magmatismos alcalino y subalcalino, pre-Hettangiense, del borde SE de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 20: 159-181.

- Leake, B. E. *et al.* (1997). Nomenclature of Amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Miner. Mag.*, 61: 295-321.
- Lebas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. y Zanetti, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27: 745-750.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. y Marchal, M. (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. *Earth Planet. Sci. Letters*, 59: 139-154.
- Martínez, R. M., Lago, M., Valenzuela, J. I., Vaquer, R., Salas, R. y Dumitrescu, R. (1997). El vulcanismo triásico y jurásico del sector SE de la Cadena Ibérica y su relación con los estadios de rift mesozoicos. *Bol. Geol. Min.*, 108: 367-376.
- Morata, D. (1993). *Petrología y geoquímica de las ofitas de las zonas externas de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 307 págs.
- Morata, D., Puga, E., Demant, A. y Aguirre, L. (1997). Geochemistry and tectonic setting of the «ophites» from the external zones of the Betic cordilleras (S. Spain). *Estudios Geol.*, 53: 107-120.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Mineral.*, 173: 1123-1133.
- Orti, F. (1990). Introducción al Triásico evaporítico del sector central valenciano. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. (F. Orti, y J. M. Salvany, edits.), ENRESA-Univ. Barcelona: 205-211.
- Ríos, L. M., Zapatero, M. A. y Beltrán, F. J. (1982). *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja 770 (ALCIRA)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.
- Roca, E., Guimerá, J. y Salas, R. (1994). Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geol. Mag.*, 131: 155-168.
- Salas, R. y Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Shervais, J. W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Letters*, 59: 101-118.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. (1976). Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Letters*, 28: 459-469.

Recibido el 2 de julio de 1999.
Aceptado el 30 de noviembre de 1999.