

## LA REGION VOLCANICA MIO-PLEISTOCENA DEL NE DE ESPAÑA

J. López Ruiz (\*) y E. Rodríguez Badiola (\*)

### RESUMEN

La región volcánica mio-pleistocena del noreste de España está constituida por basanitas leucíticas, basanitas s. s., basaltos olivínicos y traquitas. Los caracteres mineralógicos y geoquímicos que presentan estas rocas, junto con la abundancia de inclusiones peridotíticas, evidencian su naturaleza alcalina, así como el carácter primario o poco diferenciado de los magmas correspondientes.

La abundancia en elementos traza sugiere que las lavas que representan líquidos primarios se han originado en un manto homogéneo, de composición lherzolítica, altamente enriquecido en elementos incompatibles ( $> 10$  x los valores condriticos para los elementos fuertemente incompatibles y entre  $3-1.5$  x para los moderadamente incompatibles), pero del que estaban ausentes kaersutita, flogopita y apatito como minerales residuales. Por otra parte, las rocas diferenciadas proceden de magmas generados mediante tasas de fusión del 10-15%, que posteriormente sufrieron la fraccionación ( $F=80\%$ ) de olivino, clinopiroxeno y titanomagnetita, en proporciones que oscilan entre el 75-40%, 55-10% y 15-0%, respectivamente.

El carácter geoquímico de este volcanismo, apoya la idea que sustentan una buena parte de los datos geológicos y geofísicos, de que el noreste de España —como el resto del borde mediterráneo ibérico— está sometido a una tectónica de tipo rift desde finales del Oligoceno-principios del Mioceno.

**PALABRAS CLAVE:** basanitas leucíticas, basanitas s. s., basaltos olivínicos, fusión parcial, cristalización fraccionada, Manto superior, volcanismo borde mediterráneo.

### ABSTRACT

The mio-pleistocene volcanic rocks in the NE Spain region can be grouped into leucite-basanites, basanites s. s., olivine basalts, and trachytes. The mineralogical and geochemical features displayed by these rocks, together with the common occurrence of mantle-derived inclusions, indicate their alkaline nature, as well as that many of the magmas represent primary liquids.

Compositional trends and trace element abundances suggest that the parental magmas were originated from a homogeneous lherzolite source, strongly enriched in incompatible elements ( $> 10$  x the chondritic values for the highly incompatible elements and between  $3-1.5$  x for the moderately incompatible), in which neither kaersutite, phlogopite or apatite remained as residual phases. On the other hand, the differentiated lavas were derived from magmas produced by 10-15% partial melting of such mantle source, that later underwent fractionation ( $F=80\%$ ) of olivine + clinopyroxene + titanomagnetite, in proportion that range between 75-40%, 55-10% and 15-0%, respectively.

The nature of this volcanism gives further support to independent geological and geophysical evidence indicating that the northeastern corner of the Spain —like most of the iberian mediterranean margin— has been subjected to rifting since late Oligocene-early Miocene.

**KEY WORDS:** leucite-basanites, basanites s. s., olivine basalts, partial melting, fractional crystallization, Upper Mantle, Mediterranean volcanism.

---

(\*) Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales, C. S. I. C. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

## Introducción

El borde mediterráneo ibérico ha sido afectado por un volcanismo más o menos intenso y complejo desde principios del Mioceno hasta una época relativamente reciente, si bien la mayor parte de esta actividad se ha centrado en las regiones del sureste (Cabo de Gata, Mazarrón, Cartagena) y del noreste (Ampurdán, Selva, Garrotxa) (fig. 1). A pesar de que este volcanismo es en buena parte coetáneo (fig. 2), la naturaleza de los magmas generados en una y otra región es diferente. Así, mientras que en el sureste de España aparecen rocas calco-alcalinas, calco-alcalinas potásicas, shoshoníticas, ultrapotásicas y basaltos alcalinos, en la región noreste únicamente se han originado basaltos alcalinos.

Las rocas volcánicas de la región sureste han sido intensamente estudiadas en estos últimos años (p. ej., López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980; López Ruiz *et al.*, 1984; Munksgaard, 1984 y Hertogen *et al.*, en prensa), por lo que se conocen con precisión sus caracteres petrológicos y geoquímicos. Por el contrario, las de la región noreste, aunque han sido abordadas en numerosos trabajos desde principios del siglo pasado (ver la recopilación bibliográfica comentada de San Miguel de la Cámara, 1927), e incluso recientemente (Montoto y Esbert, 1967; Tournon, 1969; Coy *et al.*, 1974 y Araña *et al.*, 1983), son más deficientemente conocidas, al menos en lo que concierne a sus aspectos geoquímicos.

En este trabajo se establecen los caracteres mineralógicos, petrológicos y geoquímicos (elementos ma-

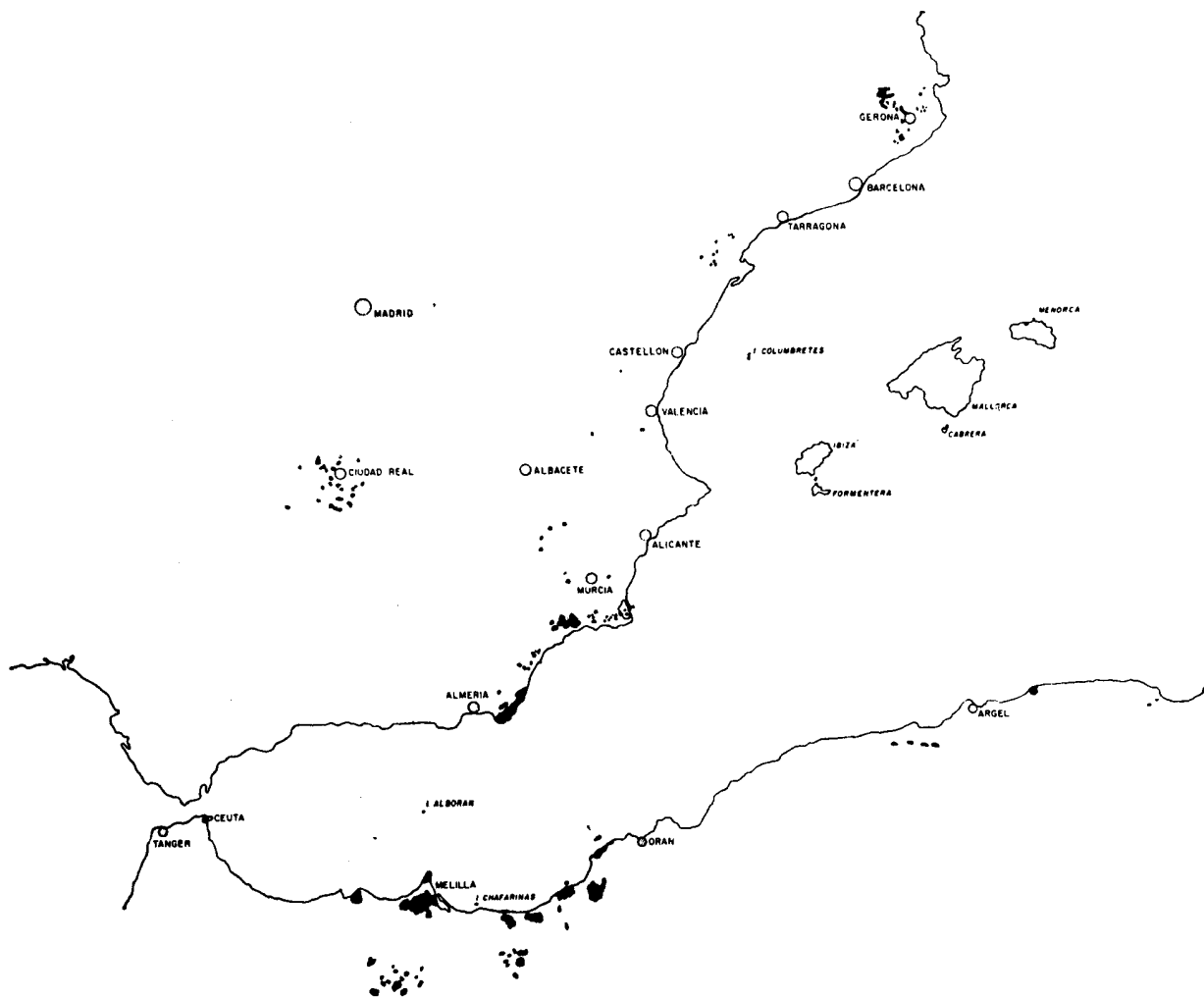


Fig. 1.—Localización de las regiones volcánicas mio-pleistocenas del Mediterráneo occidental.

yores y traza) de las rocas de las áreas del Ampurdán, La Selva y La Garrotxa, se elabora un modelo petrogenético y se discute el ambiente geodinámico en el que se ha desarrollado este volcanismo.

En el Pirineo oriental, la línea de fracturas que ha desarrollado las fosas del Roselló, Conflent, Cerdaña y Seo de Urgell tiene aquella misma dirección, mientras que las que afectan al sector de La Garrot-

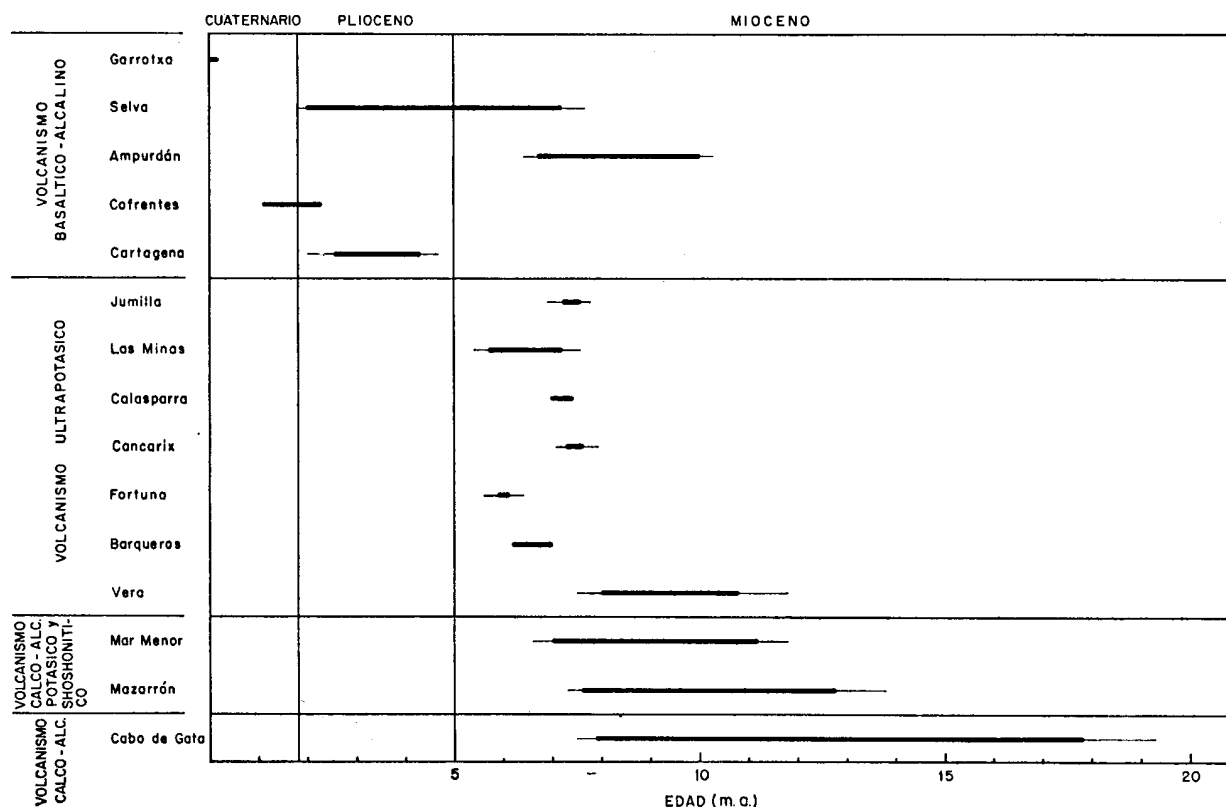


Fig. 2.—Edad de las diferentes series de rocas volcánicas del borde mediterráneo ibérico, según las determinaciones geocronológicas (K/Ar) de Donville (1973 a, b, c y d), Sáenz Rídruejo y López Marinas (1975), Bellon y Brousse (1977), Bellon y Letouzey (1977), Nobel *et al.* (1981) y Bellon *et al.* (1981 y 1983).

### Contexto geológico

La región volcánica del noreste (fig. 3) se encuentra situada en la terminación septentrional de la Cadena Costero-Catalana (sectores del Ampurdán y La Selva) y en el margen oriental de los Pirineos (sector de La Garrotxa). Como es bien sabido, estas áreas (y en general el borde mediterráneo ibérico) han sido afectadas desde finales del Oligoceno-principios del Mioceno por un proceso de distensión, que ha originado un complejo sistema de fosas y horsts y que ha favorecido la extrusión de los magmas generados en profundidad (Julivert *et al.*, 1974). En el ámbito de la Cadena Costero-Catalana, las fracturas más importantes tienen direcciones comprendidas entre ENE-WSW y NE-SW, y, en consecuencia, los bloques que delimitan las fosas del Ampurdán, La Selva, Vallés, Penedés y Tarragona se disponen en esta direc-

xa tienen predominantemente dirección NNW-SSE. Estas últimas fracturas han delimitado un complejo horst, el denominado Sistema transversal catalán (Solé Sabarís, 1962), interpuesto entre las depresiones del Ebro y del Ampurdán, con el que están asociadas las rocas volcánicas de dicho sector.

La formación de todo este complejo sistema de fosas y horsts se inicia (ver, p. ej., Solé Sugrañés *et al.*, 1984) a finales del Aquitaniense y principios del Burdigaliense. En el Serravalliense parece que se desarrolló una nueva etapa de expansión, que dio lugar a la profundización de las fosas ya originadas y a la creación de otras, como las del Ampurdán y La Selva. Las rocas volcánicas más antiguas datadas en el Ampurdán, son ligeramente posteriores a esta edad, mientras que las correspondientes de La Selva son algo más jóvenes (Douville, 1973 a, b y c). En general, estas fosas son fuertemente disimétricas, ya

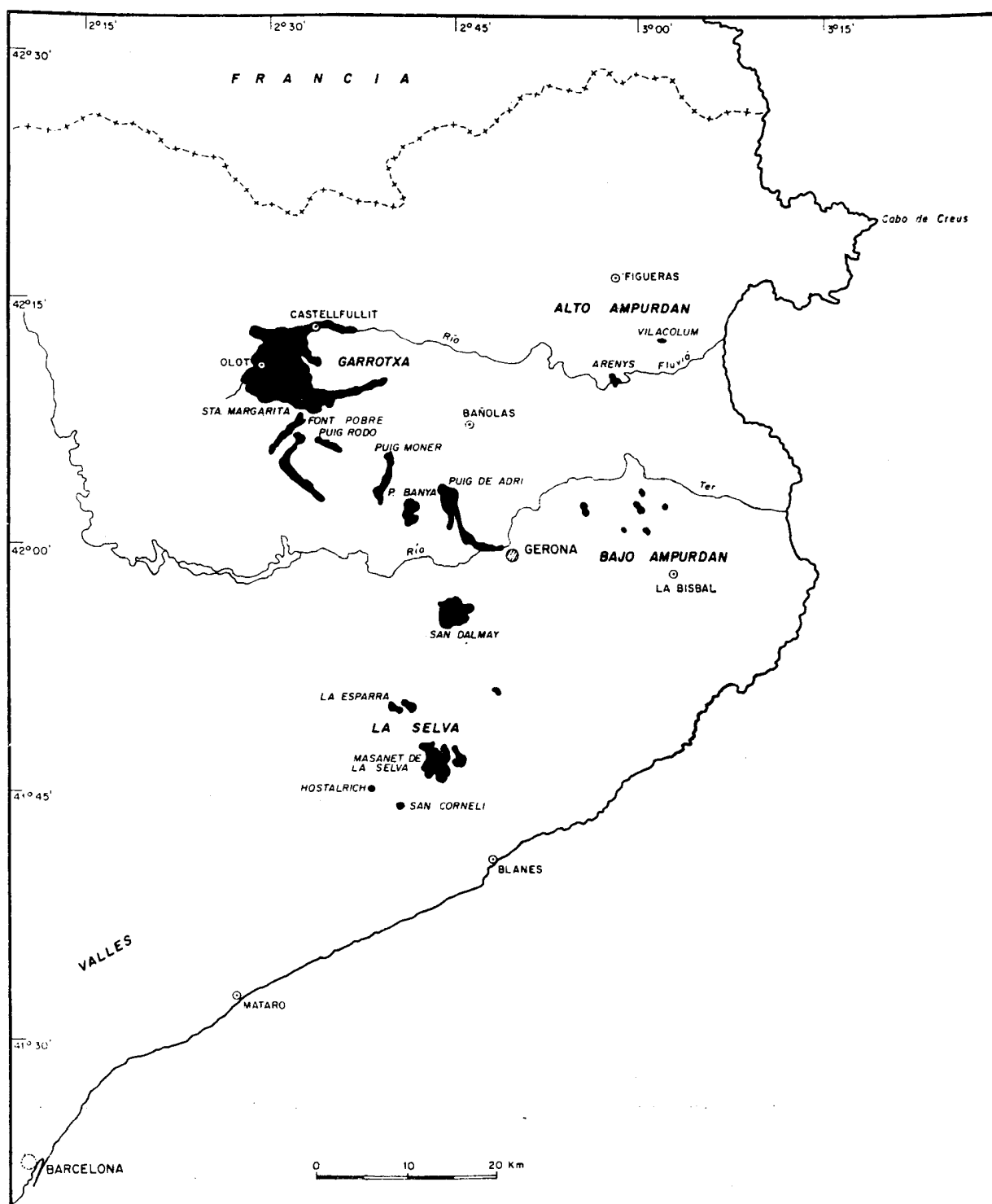


Fig. 3.—Esquema de la región volcánica del noreste de España.



que presentan un borde bien definido, asociado a una fractura subvertical, y otro en el que las fracturas están menos definidas y en el que los sedimentos llegan a depositarse sobre el bloque no hundido. En la mayoría de estas fosas, la sedimentación ha sido continua hasta el Tortonense, aunque en las más cercanas al litoral la crisis climática mesiniense fue responsable de la aparición de una importante superficie de erosión, sobre la que posteriormente se han apoyado los sedimentos pliocénicos.

### Caracteres generales del volcanismo

Las manifestaciones volcánicas de los sectores del Ampurdán y La Selva (fig. 3) son relativamente numerosas, aunque si se exceptúan las de Massanet y San Dalmay, poco importantes en cuanto a su volumen. En el primero de los sectores citados, la mayor parte de los afloramientos están concentrados al sur del río Ter, ya que solo quedan fuera del mismo el de Arenys y el de Vilacolum, este último de naturaleza traquítica. Cuando se pueden observar sus relaciones con el basamento, se constata que están situados sobre fallas satélites, paralelas a la gran falla este-oeste que establece el contacto entre el borde meridional de la fosa y el macizo hercínico de los Catalánides (Solé Sabarís, 1962). En el sector de La Selva, los afloramientos más importantes están, asimismo, relacionados con las fracturas que delimitan la depresión del mismo nombre o con las que son paralelas a éstas. En ambos sectores las erupciones fueron probablemente de tipo estromboliano, aunque actualmente los materiales piroclásticos acumulados en torno a los centros de emisión han sido desmantelados por la erosión, y solo quedan las chimeneas y, en algún caso, restos de las coladas. Una excepción a lo que acaba de ser expuesto la constituye el afloramiento de San Dalmay, que representa el único ejemplo de la región de cráter originado por una erupción freatomagmática, en cuyas paredes pueden observarse los materiales de proyección, entre los que llegan a ser muy abundantes los fragmentos de rocas del sustrato (granitos, gabros, etc.).

Las determinaciones geocronológicas (K/Ar) llevadas a cabo en rocas de ambos sectores (Donville, 1973 a, b y c), indican que en el Ampurdán la actividad volcánica se desarrolló entre los 10 y los 6 m. a., mientras que en La Selva se inició a los 8 m. a. y finalizó a los 2 m. a.

En La Garrotxa se localiza el campo volcánico más importante y mejor conservado de la región. El área principal de este sector se halla entre Olot y Santa Pau, en donde se encuentran los volcanes más conocidos (La Garrinada, Montsacopa, Montolivet, Cros-cat, Santa Margarita, Roca Negra, etc.), si bien el sector se extiende más al sureste, hasta las inmediaciones de Gerona (Font Pobre, Puig Rodó, Puig Monner, Puig Banya y Puig Adri). Típicamente los vol-

canes de este sector están compuestos por escorias (cinder) y lapilli. En unos casos (p. ej., Montsacopa, Santa Margarita) el cráter es circular, pero más frecuentemente está abierto en un flanco hasta la base. Las lavas emitidas rellenaron parcialmente los valles fluviales preexistentes, llegando a alcanzar en algunos puntos potencias superiores a los 150 metros. Cuando éstas han sido cortadas por la posterior erosión del río, puede observarse la estructura columnar más o menos desarrollada que presentan en la zona central y la escoriácea de la base.

Aunque en el área principal resulta difícil asignar a qué volcán pertenecen las diferentes coladas arrojadas, sin embargo los puntos de origen de las más importantes pueden establecerse con cierta precisión. Así, las que se extienden hacia el este pasan por Santa Pau y llegan hasta más allá de Sellent, surgieron cerca del Santa Margarita; las emitidas por el Garrinada se dirigieron al norte, hasta alcanzar el valle del Fluviá, y continuaron por el curso del río a Castellfullit de la Roca; finalmente, las del Cros-cat fluyeron hacia el este, hasta el valle del Fluviá. Esta dificultad desaparece para los volcanes situados al sureste del área principal, ya que los materiales emitidos por cada uno de ellos están perfectamente individualizados (ver fig. 3).

Las determinaciones geocronológicas (K/Ar) realizadas en rocas de este sector (Donville, 1973d), indican que la actividad volcánica se centró en el mismo hacia los 110.000 años. Sin embargo, las dataciones efectuadas por termoluminiscencia en plagioclasas sugieren varios ciclos eruptivos, el último de los cuales se desarrolló entre 15.000 y 9.000 años (Mallarach, com. per.).

Por otra parte, la presencia de fragmentos de basaltos en las pudingas pliocenas que rellenan el valle del Fluviá, indican que en el sector de Olot hubo un volcanismo probablemente sincrónico con el del Ampurdán y La Selva (Solé Sabarís, 1962).

### Petrología y geoquímica

En base a criterios mineralógicos (p. ej., la abundancia de leucita) y geoquímicos (contenido en nefelina normativa), las rocas volcánicas de esta región pueden agruparse en cuatro tipos: basanitas leucíticas, basanitas s. s., basaltos olivínicos y traquitas. Si el muestreo realizado es representativo, de los tres primeros grupos citados, las basanitas s. s. son las más abundantes y los basaltos los menos frecuentes. Por otra parte, las basanitas leucíticas están restringidas casi exclusivamente al sector de La Garrotxa, ya que la única excepción corresponde a Hostalrich, y las traquitas a Vilacolum, en el Alto Ampurdán.

Desde el punto de vista petrológico no existen notables diferencias entre basanitas leucíticas, basanitas s. s. y basaltos olivínicos, si se exceptúa la abundancia de leucita, mayoritaria en las primeras y esporá-

dica en los otros dos tipos. Tanto las basanitas como los basaltos presentan textura porfídica y matriz hipocrystalina o microcrystalina, y sus constituyentes esenciales son clinopiroxeno, olivino, plagioclasa y

relegados a la matriz, aunque en algunas basanitas s. s. la plagioclasa puede encontrarse también como microfenocristal.

Los fenocristales de clinopiroxeno son idiomorfos-

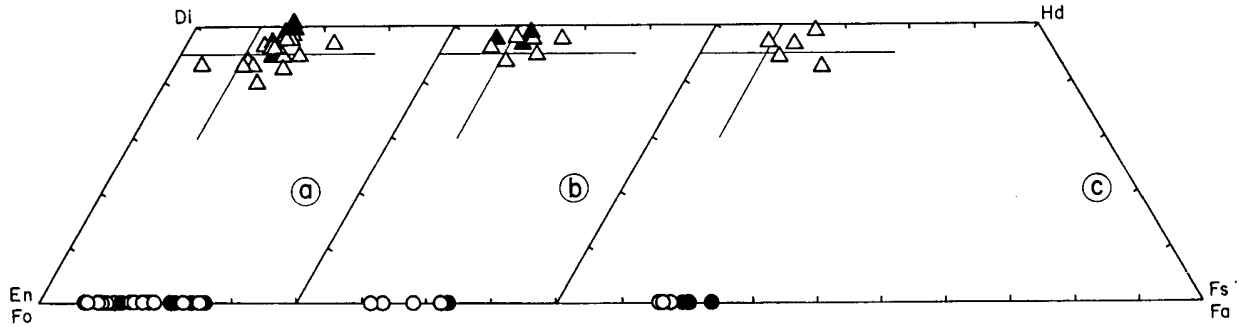


Fig. 4.—Composición de los clinopiroxenos de las rocas basálticas de los sectores de La Garrotxa (a), La Selva (b) y el Ampurdán (c). Los símbolos blancos corresponden a fenocristales y los símbolos negros a microcristales.

titanomagnetita, a los que hay que añadir leucita y nefelina y menos frecuentemente analcima en el caso de las basanitas. El clinopiroxeno y el olivino aparecen como fenocristales y formando parte de la matriz, mientras que el resto de los minerales están

subidiomorfos y frecuentemente están zonados. En la mayor parte de los casos, se trata de una zonación normal (es decir, el borde es más rico en FeO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y más pobre en SiO<sub>2</sub> y MgO que el núcleo), pero en otros el núcleo es de augita sódica, mientras

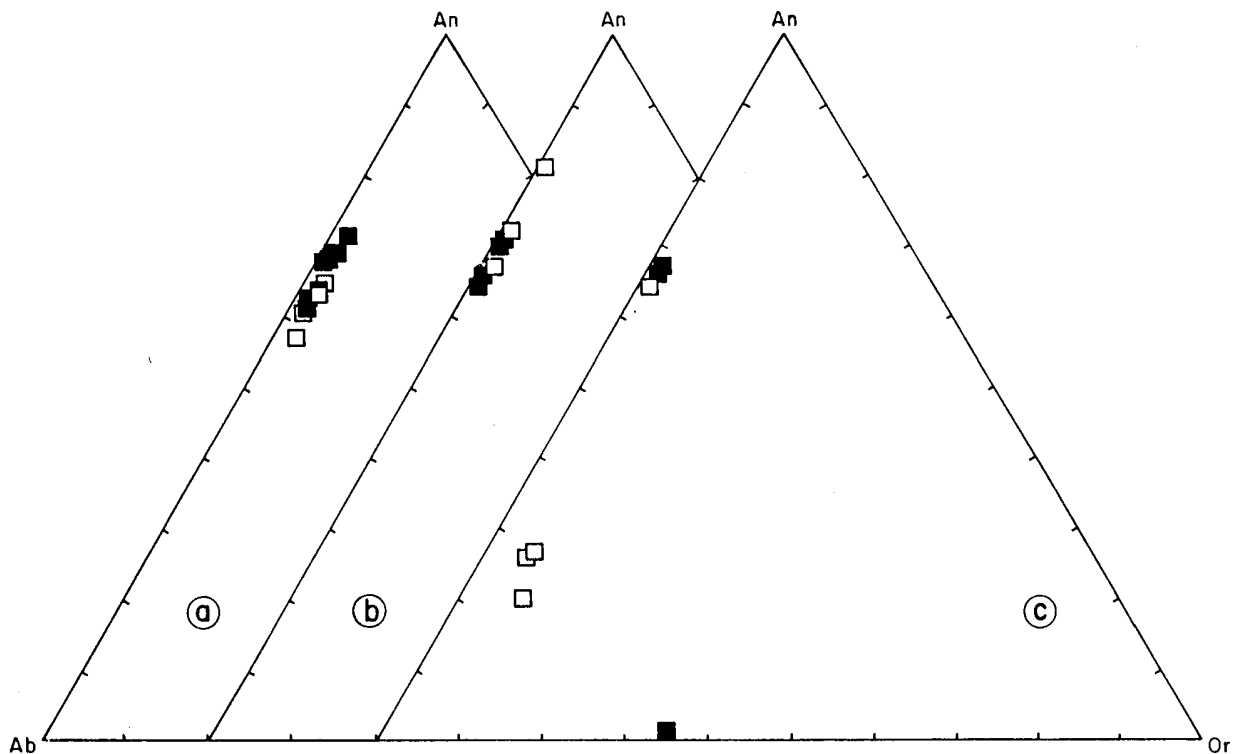


Fig. 5.—Composición de los feldspatos de las rocas basálticas de los sectores de La Garrotxa (a), La Selva (b) y el Ampurdán (c). Los símbolos blancos corresponden a fenocristales y los símbolos negros a microcristales.

TABLE 2

Analisis químicos de olivinos de rocas basálticas del noreste de España

GARROTXA

	Basaltos leucíticos															Basaltos s. s.						Basaltos olivínicos																				
	GA-8*			GA-7			GA-15			GA-13			GA-16			GA-1			GA-20			GA-6			GA-11			GA-5			GA-18			GA-19			GA-17			GA-2		
	f	**	g	a	f	g	a	f	g	f	g	g	f	g	g	f	g	g	f	g	g	f	g	g	mf	f	g	f	g	g	f	g	g	f	g	g	f	g	g			
SiO <sub>2</sub> ...	39,94	...	38,41	38,11	37,62	37,25	41,02	40,94	40,38	40,75	39,84	40,56	41,29	41,59	41,59	38,73	39,21	39,45	39,37	38,52	38,52	40,32	40,32	38,59	40,39	40,39	39,72	39,03	40,64	39,88	38,78	38,48	40,42	40,07	40,07	40,07						
FeO***	13,84	...	20,13	23,44	21,59	24,39	9,85	10,18	11,58	9,51	18,64	7,84	9,17	7,51	7,51	17,13	19,02	15,68	15,77	15,95	14,27	14,27	19,11	14,83	14,83	14,83	17,35	16,96	17,81	20,15	21,16	21,16	15,85	21,16	21,16	15,85						
MgO ...	47,12	...	42,05	38,98	41,50	39,10	49,56	49,77	47,44	49,86	41,82	51,16	48,86	51,81	51,81	44,44	40,43	43,88	44,71	45,02	45,80	45,80	42,88	42,88	45,63	45,63	43,06	44,09	42,52	39,80	42,47	40,46	44,61	44,61	44,61	44,61						
Total ...	100,90	...	100,59	100,53	100,71	100,74	100,43	100,86	99,40	100,12	100,30	99,56	100,91	100,91	100,91	98,72	99,01	99,01	99,85	99,49	99,39	100,39	100,58	100,58	100,85	100,85	100,13	100,08	100,97	99,83	100,19	100,10	100,88	100,88	100,88	100,59						
Si ...	0,988	...	0,990	0,970	0,973	0,973	1,000	0,995	1,002	0,955	1,011	0,990	0,988	1,013	1,013	0,980	1,015	1,002	0,993	0,978	0,978	1,003	0,983	0,983	1,002	1,002	0,985	0,988	1,019	1,023	0,990	0,993	1,007	1,007	1,007	1,004						
Fe ...	0,286	...	0,431	0,509	0,466	0,533	0,201	0,207	0,240	0,194	0,396	0,169	0,151	0,188	0,188	0,363	0,411	0,333	0,333	0,339	0,297	0,297	0,407	0,308	0,308	0,308	0,367	0,359	0,373	0,432	0,404	0,437	0,330	0,330	0,330	0,343						
Mg ...	1,737	...	1,604	1,510	1,595	1,522	1,800	1,803	1,755	1,815	1,582	1,861	1,853	1,785	1,785	1,677	1,558	1,662	1,681	1,704	1,698	1,698	1,627	1,627	1,688	1,688	1,623	1,664	1,589	1,522	1,616	1,537	1,656	1,656	1,656	1,649						
FeO ...	86,0	...	78,8	74,8	77,4	74,0	90,0	89,7	88,0	90,3	80,0	92,1	92,5	90,5	90,5	82,2	79,1	83,3	83,6	83,4	85,1	85,1	80,0	84,6	84,6	84,6	81,6	82,4	81,0	78,0	80,0	77,3	83,4	83,4	83,4	82,8						
Fa ...	14,0	...	21,2	25,2	22,6	26,0	10,0	10,3	12,0	9,7	20,0	7,9	7,5	7,5	7,5	17,8	20,9	16,7	16,4	16,6	14,9	14,9	20,0	15,4	15,4	15,4	18,4	17,6	19,0	22,0	20,0	22,7	16,6	16,6	16,6	17,2						

	SELVA												AMPURDÁN					
	Basaltos leucíticos						Basaltos s. s.						Basaltos s. s.			Basaltos olivínicos		
	SEL-3		SEL-2b		SEL-6		AM-6		AM-3		AM-8		AM-7		AM-2a			
SiO <sub>2</sub> ...	38,92	...	39,77	38,20	38,84	39,22	39,90	40,15	40,20	40,07	38,88	39,26	38,46	38,55	38,60	38,55	38,60	38,60
FeO***	11,58	...	16,85	17,26	21,62	19,46	19,22	18,20	15,87	15,15	21,41	15,11	19,14	15,62	18,37	15,62	18,37	18,37
MgO ...	49,86	...	43,43	44,41	39,54	41,42	41,84	42,42	43,72	45,09	39,66	45,96	41,63	46,03	43,81	46,03	43,81	43,81
Total ...	100,36	...	100,05	99,87	100,00	100,10	100,96	100,77	99,79	100,31	99,95	100,33	99,23	100,20	100,78	100,20	100,78	100,78
Si ...	0,962	...	1,005	0,973	1,004	1,003	1,009	1,012	1,012	1,002	1,005	0,984	0,993	0,971	0,978	0,971	0,978	0,978
Fe ...	0,239	...	0,356	0,368	0,468	0,416	0,406	0,384	0,334	0,317	0,463	0,317	0,413	0,329	0,389	0,329	0,389	0,389
Mg ...	1,837	...	1,635	1,686	1,524	1,578	1,576	1,593	1,641	1,680	1,528	1,716	1,601	1,728	1,654	1,728	1,654	1,654
FeO ...	88,5	...	82,1	82,1	76,5	79,1	79,5	80,6	83,1	84,1	76,7	84,4	79,5	84,0	81,0	84,0	81,0	81,0
Fa ...	11,5	...	17,9	17,9	23,5	20,9	20,5	19,4	16,9	15,9	23,3	15,6	20,5	16,0	19,0	16,0	19,0	19,0

\* Una más detallada identificación de estas muestras se encuentra en la tabla 5.

\*\* Se utilizan las mismas abreviaturas que en la tabla 1.

\*\*\* Fe total expresado como FeO.



**TABLA 3**  
*Análisis químicos de feldespatos de rocas basálticas del noroeste de España*

	GARROTXA																SELVA										AMPURDÁN							
	Basanitas leucíticas						Basanitas s. s.						Basaltos olivínicos				Basanitas s. s.				Basaltos olivínicos				Basanitas s. s.									
	GA-7*		GA-1		GA-6		GA-11		GA-9		GA-12		GA-5		GA-8		GA-19		GA-17		GA-2		SEL-2b		AM-3		AM-8		AM-7		AM-2a		AM-1b	
	g**	g	g	f	g	g	g	g	g	f	mf	mf	mf	mf	g	mf	mf	mf	g	mf	mf	f	g	mf	mf	g	f(c)	f	g	f	g			
SiO <sub>2</sub> ...	52,00	51,29	51,33	51,83	52,69	51,39	51,66	50,70	51,55	51,74	54,41	50,77	52,51	55,98	49,01	50,06	51,10	51,31	51,49	51,15	51,34	51,56	52,11	52,10	52,11	52,10	61,11	64,33	60,31	65,85				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ...	29,74	31,74	31,02	30,87	30,14	30,53	30,81	30,69	29,73	30,59	27,95	29,81	30,15	28,71	32,59	31,61	30,41	31,01	30,62	32,07	31,94	30,38	29,52	29,57	29,52	24,60	20,67	24,63	18,79	18,79				
CaO ...	12,89	13,93	13,96	12,85	13,22	14,70	14,08	14,11	12,82	14,34	12,68	13,85	13,15	11,70	14,25	14,53	14,28	15,06	14,83	13,58	13,46	13,03	12,98	13,70	12,98	5,59	1,67	5,40	0,32	0,32				
Na <sub>2</sub> O ...	4,14	3,37	2,99	3,79	3,69	3,31	3,39	3,28	4,04	3,62	4,21	3,84	4,04	4,39	3,38	3,52	3,66	3,06	3,29	3,41	3,35	4,35	3,98	3,78	3,98	7,87	8,37	7,99	7,53	7,53				
K <sub>2</sub> O ...	0,24	0,16	0,28	0,42	0,41	0,23	0,17	0,19	0,33	0,20	0,28	0,20	0,27	0,41	0,10	0,13	0,38	0,17	0,13	0,23	0,21	0,28	0,19	0,19	0,19	1,06	3,60	0,96	6,19	6,19				
<b>Total ...</b>	<b>99,01</b>	<b>100,49</b>	<b>99,59</b>	<b>99,76</b>	<b>100,13</b>	<b>100,16</b>	<b>99,99</b>	<b>98,97</b>	<b>98,47</b>	<b>100,49</b>	<b>99,53</b>	<b>98,47</b>	<b>100,12</b>	<b>101,19</b>	<b>99,33</b>	<b>99,85</b>	<b>99,83</b>	<b>100,61</b>	<b>100,36</b>	<b>100,44</b>	<b>100,30</b>	<b>99,60</b>	<b>99,78</b>	<b>99,35</b>	<b>99,78</b>	<b>99,23</b>	<b>98,64</b>	<b>99,29</b>	<b>98,68</b>	<b>98,68</b>				
Si ...	9,532	9,273	9,357	9,426	9,543	9,350	9,377	9,319	9,506	9,377	9,887	9,394	9,519	9,964	9,000	9,149	9,340	9,294	9,346	9,247	9,284	9,417	9,566	9,529	9,566	10,863	11,603	10,823	11,937	11,937				
Al ...	6,427	6,765	6,699	6,618	6,436	6,549	6,593	6,651	6,463	6,536	5,988	6,503	6,444	6,024	7,055	6,811	6,553	6,622	6,553	6,835	6,809	6,542	6,389	6,376	6,389	5,155	4,395	5,211	4,035	4,035				
Ca ...	2,532	2,698	2,727	2,504	2,566	2,866	2,739	2,779	2,533	2,785	2,469	2,746	2,554	2,231	2,804	2,846	2,797	2,923	2,884	2,630	2,608	2,550	2,553	2,685	2,553	1,065	0,323	1,038	0,062	0,062				
Na ...	1,471	1,181	1,057	1,336	1,296	1,168	1,193	1,169	1,444	1,272	1,483	1,378	1,420	1,515	1,203	1,247	1,297	1,075	1,158	1,195	1,175	1,541	1,417	1,344	1,417	2,713	2,927	2,780	2,648	2,648				
K ...	0,056	0,037	0,065	0,097	0,095	0,053	0,039	0,045	0,078	0,046	0,065	0,047	0,062	0,093	0,023	0,030	0,089	0,039	0,030	0,053	0,048	0,065	0,045	0,044	0,045	0,240	0,828	0,220	1,430	1,430				
An ...	62,4	68,9	70,8	63,6	64,9	70,1	69,0	69,5	62,4	67,9	61,5	65,9	63,3	58,1	69,6	69,1	66,9	72,4	70,8	67,8	68,1	61,4	63,6	66,0	63,6	26,5	7,9	25,7	1,5	1,5				
Ab ...	36,2	30,2	27,5	33,9	32,7	28,6	30,1	29,4	35,6	31,0	36,9	33,0	35,2	39,5	29,8	30,3	31,0	26,6	28,5	30,8	30,7	37,0	35,3	33,0	35,3	67,5	71,9	68,9	64,0	64,0				
Or ...	1,4	0,9	1,7	2,5	2,4	1,3	0,9	1,1	2,0	1,1	1,6	1,1	1,5	2,4	0,6	0,6	2,1	1,0	0,7	1,4	1,2	1,6	1,1	1,0	1,1	6,0	20,2	5,4	34,5	34,5				

\* Una más detallada identificación de estas muestras se encuentra en la tabla 5.

\*\* Se utilizan las mismas abreviaturas que en la tabla 1.

que el borde es una augita más o menos rica en  $\text{TiO}_2$ . En cuanto a su composición química (1) (tabla 1) corresponden fundamentalmente a augitas titaníferas, no habiéndose observado diferencias acusadas entre los fenocristales y los microcristales de una misma roca, ni entre los pertenecientes a los distintos tipos establecidos (fig. 4).

Los fenocristales de olivino son idiomorfos - subidiomorfos, aunque con frecuencia han perdido este carácter por estar parcialmente corroídos. Su composición química (tabla 2) oscila entre  $\text{Fo}_{92}$  y  $\text{Fo}_{74}$ , y, a diferencia de lo que ocurre con los piroxenos, en una misma roca los fenocristales son más magnésicos que los cristales de la matriz y los de las rocas más primitivas son, asimismo, más forsteríticos que los de las más diferenciadas.

Los cristales de plagioclasa tienen hábito prismático y están sistemáticamente maclados según las leyes de la albita y de Carlsbad. Los análisis químicos realizados (tabla 3) indican que tanto las plagioclasas de las basanitas como las de los basaltos, corresponden mayoritariamente a labrador y más raramente a bytownita, y que no existen diferencias de composición en función del tamaño de los cristales (fig. 5).

Como ya ha sido indicado anteriormente, el resto de los minerales presentes en estas rocas, solo aparecen en la matriz, en donde se disponen intersticialmente entre los cristales de plagioclasa y la leucita distribuida, además, de una forma irregular. En la tabla 4 se recogen los análisis químicos de leucitas realizados.

En estas rocas son frecuentes los agregados de cristales de augita, olivino y, excepcionalmente, de plagioclasa, cuya composición es similar a la de los fenocristales correspondientes. Asimismo son abundantes los enclaves de rocas ultrabásicas (peridotitas y clinopiroxenitas kaersutítico-flogopíticas) y, sobre todo en los sectores de La Selva y Ampurdán, de rocas corticales.

Por su parte, las traquitas están constituidas por grandes cristales de oligoclasa ( $\text{An}_{26} \text{Ab}_{68} \text{Or}_6$ )-anortoclasa ( $\text{An}_5 \text{Ab}_{73} \text{Or}_{22}$ ) y por otros de tamaño más reducido y con mayor o menor grado de alteración de augita sódica y biotita, engarzados todos ellos en una matriz de sanidina ( $\text{An}_2 \text{Ab}_{64} \text{Or}_{24}$ ) y óxidos de Fe-Ti.

En cuanto a su composición química (2) (tabla 5),

(1) Los análisis químicos de los minerales han sido realizados con una microsonda electrónica Jeol-50A, utilizando como standards compuestos de composición cercana a la del problema, excepto en las determinaciones de Mn y Ti, en las que se usaron rodonita y rutilo, respectivamente. Las concentraciones obtenidas se han corregido siguiendo el método de Bence y Albee (1968).

(2) Los análisis químicos de estas rocas se obtuvieron por absorción atómica (Perkin Elmer 2380) y fluorescencia de rayos X (Philips PW-1410). MgO, álcalis y Fe total se determinaron con el primero de los métodos citados, y el resto de los elementos mayores y los elementos traza por fluorescencia de rayos X.

todas las rocas, excepto la traquita de Vilacolum, tienen nefelina normativa (3), y presentan altos contenidos en álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5\%$ ),  $\text{TiO}_2$  (1.79 - 2.88%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.45 - 0.92%), Rb (18-64 ppm), Ba (482-1139 ppm), Sr (644-1299 ppm), tierras raras ligeras, Zr (139-269 ppm), etc. Asimismo, son relativamente elevadas su relación  $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{2+}$  (56.5 - 68.3) y su abundancia en elementos compatibles (Ni = 67-319 ppm; Cr = 133-463 ppm, Co = 36-37 ppm y Cu = 22-192 ppm). Por el contrario, la traquita analizada se caracteriza por sus bajos contenidos en MgO, Ni, V, Cr y por sus altos a muy altos de álcalis, Rb, Ba, Sr, La, Ce, Y y Zr.

TABLA 4

Análisis químicos de leucitas de rocas basálticas del noreste de España

	GA-1 *	GA-20	SEL-3
$\text{SiO}_2$ ... ..	56,10	56,11	54,96
$\text{Al}_2\text{O}_3$ ... ..	22,25	22,68	22,50
FeO ** ... ..	—	0,34	0,10
CaO ... ..	1,00	0,10	0,10
$\text{Na}_2\text{O}$ ... ..	—	0,10	0,20
$\text{K}_2\text{O}$ ... ..	20,54	20,76	21,39
<i>Total</i> ... ..	99,89	100,09	99,25
Si ... ..	2,031	2,027	2,014
Al ... ..	0,950	0,966	0,972
Fe ... ..	—	0,010	0,003
Ca ... ..	0,039	0,004	0,004
Na ... ..	—	0,007	0,014
K ... ..	0,949	0,957	1,000

\* La identificación de estas muestras se encuentra en la tabla 5.

\*\* Fe total expresado como FeO.

En contraposición con la uniformidad petrológica que muestran los tres tipos fundamentales establecidos, las basanitas leucíticas se diferencian claramente de las basanitas s. s. y de los basaltos, ya que tienen un más elevado contenido en álcalis, y más específicamente en  $\text{K}_2\text{O}$  (fig. 6), y en elementos traza incompatibles (fig. 7).

Por otra parte, las relaciones isotópicas  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  de estas rocas (Araña *et al.*, 1983) están comprendidas entre 0.7035 y 0.7044. Este rango de variación es idéntico al que presentan los basaltos alcalinos de las dos áreas vecinas: sureste de España (Hertogen *et al.*, en prensa) y Macizo Central francés (Chauvel y Jahn, 1984), y es comparable al que muestran los basaltos de islas oceánicas (ver, p. ej., Hofmann y Hart, 1978), lo que sugiere una ligera heterogeneidad isotópica en el manto del que proceden todas estas rocas, más que contaminación cortical.

(3) Para salvar los efectos de la oxidación, la norma y el número de magnesio se han calculado reduciendo el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  a 1.5%.

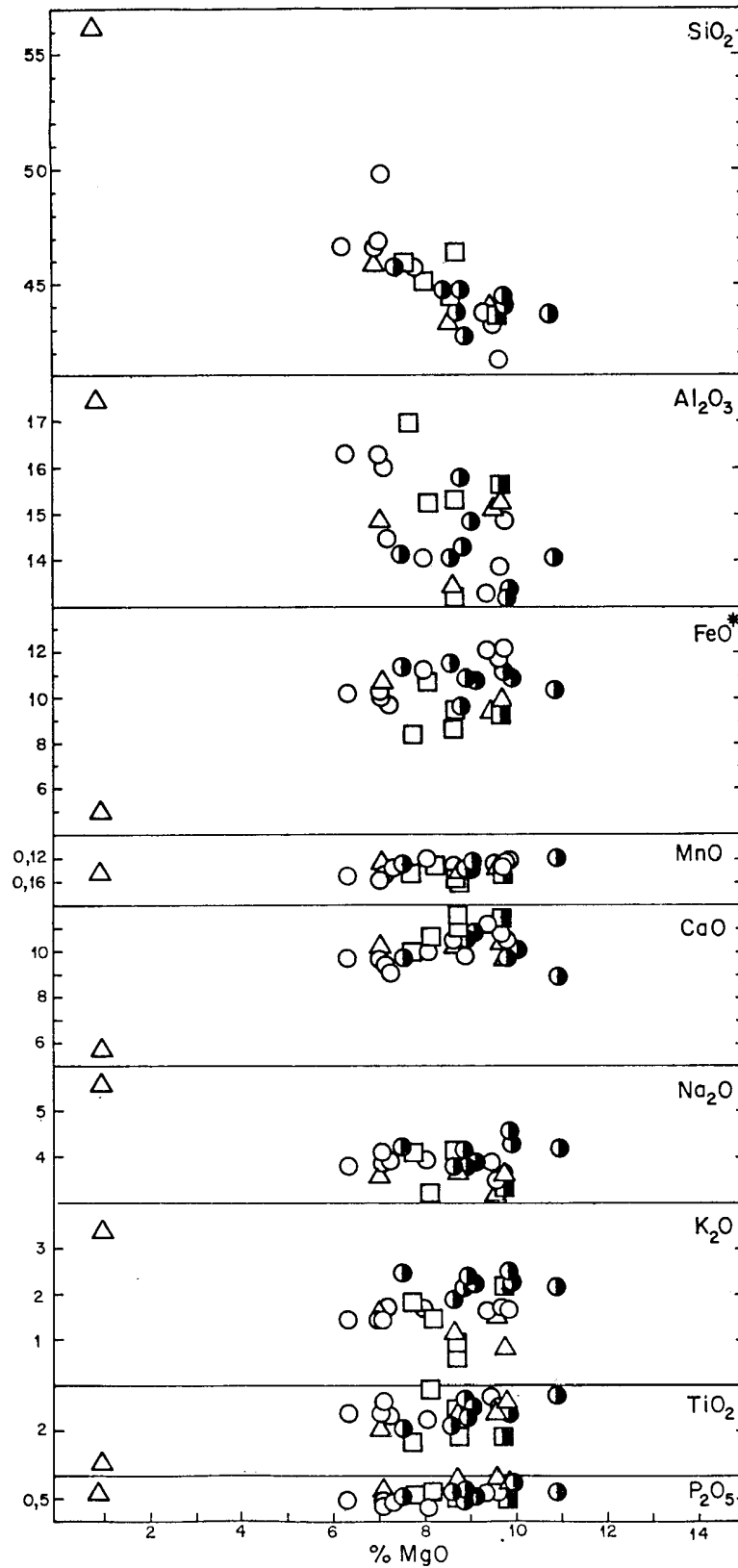


Fig. 6.—Variación de los elementos mayores frente al MgO en las rocas basálticas de los sectores de La Garrotxa (círculos), La Selva (cuadrados) y el Ampurdán (triángulos). Los símbolos parcialmente empastados en negro corresponden a basanitas leucíticas.

El conjunto de los datos geoquímicos a los que acabamos de referirnos, más los mineralógicos anteriormente expuestos, evidencian la naturaleza marcadamente alcalina, así como el carácter primario o relativamente poco diferenciado, de los magmas que han dado origen a la mayor parte de las rocas de esta región. Estos aspectos quedan, además, reforzados por la presencia casi sistemática en estas rocas de inclusiones de peridotitas. La abundancia de in-

orden de las 2.000 ppm, tienen una relación  $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{2+} = 75-68$  y una concentración en Ni comprendida entre 90 y 670 ppm, según el porcentaje de fusión parcial (Frey *et al.*, 1978). De acuerdo con estos criterios, los magmas que han dado origen a las lavas del noreste de España pueden considerarse primarios (p. ej., GA-15, 13, 16 y SEL-4) o relativamente poco diferenciados.

Como han puesto de manifiesto diversos autores

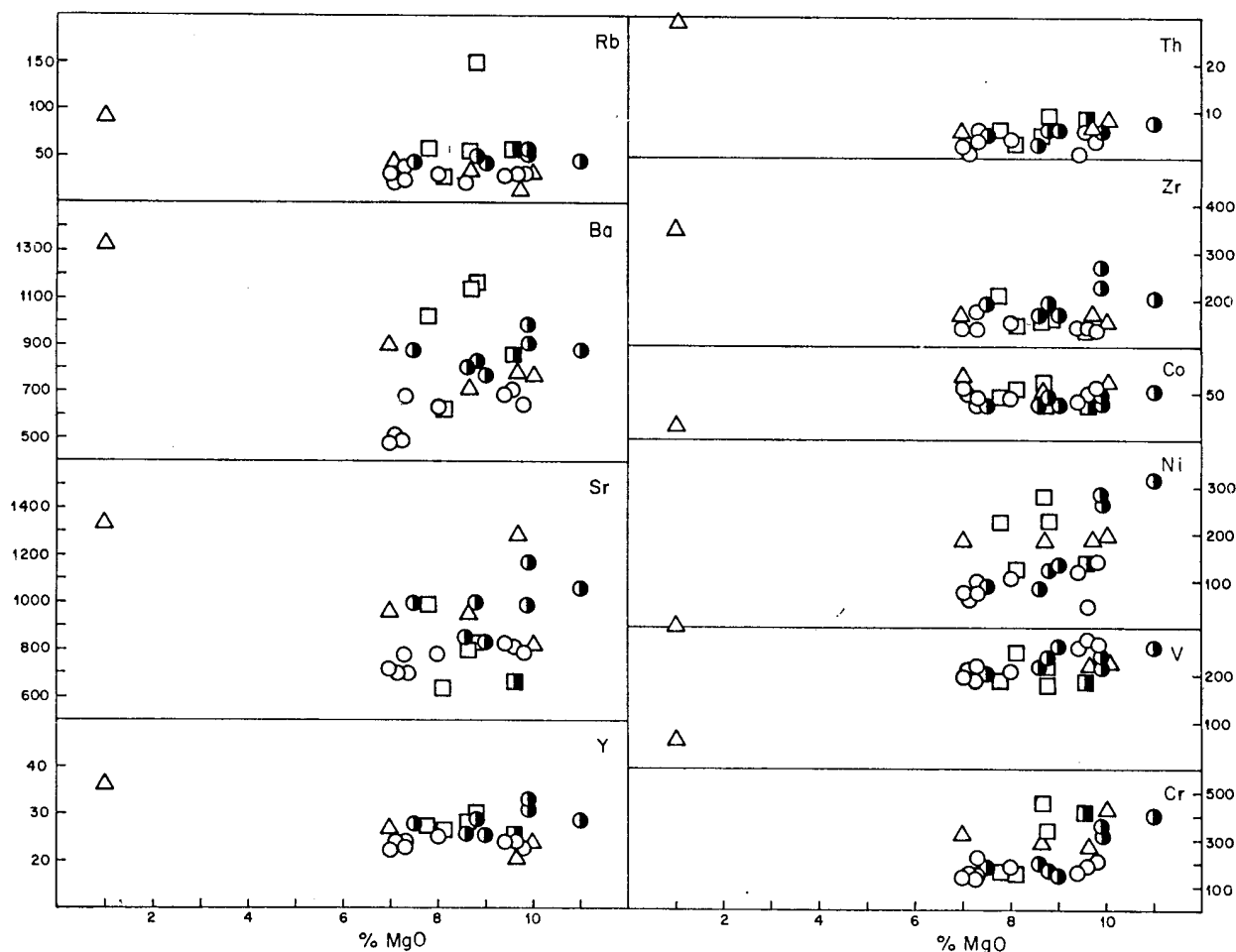


Fig. 7.—Variación de los elementos traza analizados frente al MgO en las rocas basálticas de los sectores de La Garrotxa (círculos), La Selva (cuadrados) y el Ampurdán (triángulos). Los símbolos parcialmente empastados en negro corresponden a basanitas leucíticas.

clusiones de esta naturaleza implica que los magmas ascendieron rápidamente hacia la superficie (Maaloe, 1973) y, por consiguiente, que la fraccionación y la interacción con las rocas que atraviesan los mismos es mínima.

### Discusión de los resultados

Los líquidos basálticos primarios generados a partir de un manto peridotítico con una relación  $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{2+} = 88-89$  y un contenido en Ni del

(ver, p. ej., Minster y Allègre, 1978), la abundancia en elementos traza de los magmas primarios o poco diferenciados puede ser utilizada para estimar la composición mineralógica y química de la región del manto en la que se han originado. No obstante, en el caso de los magmas más o menos evolucionados, estas estimaciones sólo podrán establecerse utilizando los elementos altamente incompatibles; es decir, aquellos que tienen muy bajo coeficiente de distribución con respecto a las fases mineralógicas que han intervenido en el proceso de diferenciación.

TABLA 5

Análisis químicos (elementos mayores en %, elementos traza en ppm) y norma C. I. P. W. de rocas basálticas del noreste de España

	GARROTXA												SEIVA						AMPURDÁN							
	Basaltitas leucíticas						Basaltitas s. s.						Basaltitas s. s.			Basaltitas s. s.			Basaltos olivínicos	Traquitas						
	GA-8	GA-7	GA-15	GA-13	GA-16	GA-1	GA-20	GA-6	GA-11	GA-9	GA-12	GA-5	GA-18	GA-19	GA-17	GA-2	SEL-3	SEL-4	SEL-5	SEL-6	AM-6	AM-3	AM-8	AM-7	AM-2a	AM-1b
SiO <sub>2</sub> ...	42,97	43,58	43,65	44,05	44,28	44,67	44,68	45,93	43,13	43,82	43,82	45,74	46,58	46,60	46,98	49,28	43,60	44,45	45,01	45,82	42,46	43,35	43,60	43,99	45,89	56,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ...	14,82	14,27	14,06	13,07	13,18	14,05	14,16	14,16	13,83	13,17	13,17	14,05	16,24	16,30	15,95	14,49	15,67	15,36	15,25	16,98	15,26	13,39	14,45	15,19	14,82	17,44
FeO ...	4,39	5,48	3,28	4,46	5,18	2,72	3,16	3,36	5,13	4,39	4,39	3,36	2,78	3,36	2,97	2,70	3,12	3,15	4,09	3,54	4,92	7,41	3,68	3,95	7,78	2,86
MnO ...	0,19	0,18	0,21	0,21	0,20	0,19	0,18	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,16	0,16	0,17	0,19	0,17	0,16	0,19	0,17	0,17	0,18	0,16	0,19	0,18	0,17
MgO ...	9,08	8,95	10,98	9,88	9,88	8,68	8,86	7,50	9,65	9,45	8,02	8,02	7,50	7,03	7,16	7,32	9,65	8,75	8,16	7,78	9,74	8,76	10,06	9,66	7,12	0,97
CaO ...	10,74	10,32	8,93	9,72	9,92	10,47	9,65	10,51	10,74	11,07	10,01	9,75	9,76	9,75	9,60	9,05	11,35	10,90	10,53	9,87	10,08	10,43	10,65	10,42	10,23	5,66
Na <sub>2</sub> O ...	3,80	3,74	4,15	4,50	4,33	3,74	4,13	4,19	3,67	3,87	3,92	3,74	-4,03	3,74	3,81	3,98	3,49	4,18	3,19	4,12	3,62	3,70	3,17	3,13	3,56	3,45
K <sub>2</sub> O ...	2,21	2,40	2,11	2,49	2,31	1,90	2,13	2,49	1,72	1,52	1,71	1,40	1,40	1,42	1,39	1,72	2,16	0,66	1,50	1,80	0,86	1,13	1,33	1,51	1,54	1,29
TiO <sub>2</sub> ...	2,51	2,32	2,84	2,32	2,33	2,10	2,57	2,10	2,43	2,54	2,68	2,25	2,35	2,32	2,60	2,34	1,85	2,50	2,88	1,79	2,69	2,23	2,51	2,37	2,15	0,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ...	0,59	0,65	0,84	0,84	0,85	0,66	0,60	0,57	0,56	0,61	0,62	0,48	0,49	0,45	0,50	0,45	0,50	0,69	0,55	0,51	0,84	0,86	0,89	0,92	0,76	2,94
H <sub>2</sub> O ...	1,53	1,62	1,52	1,27	1,15	1,38	1,48	1,31	1,80	1,50	1,28	1,62	1,52	1,31	1,22	1,13	1,57	2,92	1,69	2,62	3,57	3,82	2,64	2,43	1,87	—
Total ...	99,82	99,44	99,92	99,83	99,82	99,61	99,89	99,93	99,80	99,97	99,54	99,94	99,94	99,95	99,64	99,98	99,64	99,68	99,99	99,99	99,75	100,04	99,88	99,95	100,02	99,63
Or ...	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lc ...	11,69	14,18	12,47	14,71	13,65	11,23	12,59	14,71	7,66	10,40	8,98	10,10	8,27	8,39	8,21	10,16	10,62	3,90	8,86	10,64	5,08	6,68	9,04	8,92	9,10	1,36
Ab ...	1,14	1,62	6,20	1,60	3,46	7,21	7,54	8,08	3,02	4,97	4,97	12,61	19,18	18,25	21,37	25,55	1,68	15,45	13,50	13,00	12,29	11,81	9,25	11,46	16,89	47,21
Ne ...	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb ...	17,42	16,27	15,67	19,76	17,97	13,24	14,84	14,83	16,82	14,50	15,05	11,13	6,75	8,58	5,94	4,40	16,00	10,79	7,31	11,84	9,94	10,56	9,52	8,14	7,17	—
Be ...	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
An ...	16,85	15,06	13,51	8,11	9,71	13,94	18,31	12,48	18,89	16,74	14,08	15,69	23,59	22,19	22,32	16,59	20,71	21,20	22,86	22,52	22,83	16,59	20,68	22,94	19,91	—
Di ...	26,45	25,91	20,37	28,08	27,52	25,86	20,70	26,50	24,11	26,48	29,93	25,19	17,78	18,96	17,93	20,63	26,09	22,80	20,94	18,66	17,47	24,09	21,23	18,35	21,21	5,37
Ol ...	16,23	16,29	20,50	17,47	16,88	15,87	14,15	20,08	18,49	16,70	15,44	15,44	15,14	14,44	14,33	13,73	15,96	13,74	15,64	13,77	18,97	17,51	18,31	18,66	15,22	—
Mt ...	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	4,15
Ilm ...	4,77	4,41	5,41	4,41	4,43	3,99	4,88	3,99	4,62	4,82	5,09	4,27	4,46	4,41	4,94	4,44	3,51	4,75	5,47	3,40	5,11	4,24	4,77	4,50	4,08	2,45
Ap ...	1,40	1,54	1,99	1,99	2,01	1,56	1,42	1,35	1,33	1,44	1,47	1,14	1,16	1,07	1,18	1,07	1,18	1,63	1,30	1,21	1,99	2,04	2,11	2,18	1,80	1,61
Rb ...	44	50	48	55	53	42	50	44	33	33	30	34	27	29	26	42	56	55	30	64	18	31	35	32	37	91
Ba ...	776	880	877	911	992	797	829	880	651	707	690	634	504	482	500	673	872	1.139	622	1.020	791	722	781	816	919	1.320
Sr ...	838	870	1.058	1.173	991	849	998	998	793	806	834	772	777	716	717	705	671	798	644	991	1.299	970	812	822	965	1.346
La ...	54	52	82	88	89	54	65	69	49	50	53	49	42	39	42	47	59	67	42	73	62	67	60	65	60	115
Ce ...	90	98	174	201	162	108	141	168	108	84	117	87	87	99	87	111	120	102	83	144	129	129	114	99	132	255
Y ...	26	23	29	31	33	26	29	26	24	24	24	25	23	22	24	24	25	28	26	28	23	27	24	27	27	36
Zr ...	167	220	206	231	296	171	190	196	140	143	148	157	141	144	144	173	139	163	153	211	161	174	151	171	197	354
Cu ...	44	41	22	23	28	41	38	40	42	43	44	44	46	44	41	45	62	46	50	192	44	41	51	43	41	16
Co ...	41	22	53	47	48	38	54	54	49	45	45	45	46	55	50	41	43	58	53	46	51	50	57	67	41	
Ni ...	135	83	319	270	288	86	125	90	142	145	122	107	75	69	67	103	146	282	123	238	186	185	198	188	121	16
V ...	263	273	264	220	239	218	235	205	267	277	262	210	220	196	207	193	192	220	194	194	214	209	238	213	191	69
Cr ...	162	195	405	361	319	201	169	188	183	176	182	150	133	133	147	214	426	465	178	159	273	316	437	323	256	—
100 Mg/Mg + Fe*	62,7	62,6	68,3	64,5	64,8	60,6	65,3	57,7	62,0	62,3	61,8	59,2	59,4	58,3	59,3	60,3	67,7	67,4	60,9	65,8	66,5	60,8	67,4	66,7	56,5	28,6
I. D. ...	30,2	32,1	34,3	36,1	35,1	31,7	35,0	37,6	26,4	27,9	29,0	33,8	34,2	35,2	35,4	40,1	28,3	30,1	29,7	35,5	27,3	29,1	27,8	28,5	33,2	69,0

GA-8: volcán Crosat. GA-7: Km. 15 carretera Olot-Mieras-Bañolas. GA-15: volcán Puig de la Banyà. GA-13: volcán Puig Moner. GA-16: volcán Puig Adri. GA-1: Km. 64 carretera Vich-Camprodón. GA-20: volcán Santa Margarita. GA-6: Km. 36 carretera Olot-Castellfollit de la Roca-Bañolas. GA-11: volcán El Traiter. GA-9: volcán Fontpobre. GA-12: volcán El Traiter. GA-5: Castellfollit de la Roca. GA-19: Batet. GA-17: Km. 1,500 carretera Olot-Mieras-Bañolas. GA-2: volcán Estany. SEL-3: Hostal-riç. SEL-4: Cant Tort. SEL-5: Puig Mari. SEL-6: Sant Cornelli. AM-6: Cerro del Torí, Paribá. AM-3: Rupià. AM-8: San Martivell. AM-7: Cerro del Camp, Pedrínà. AM-2a: Arenys de Ampurdà. AM-1b: Vilacolum.

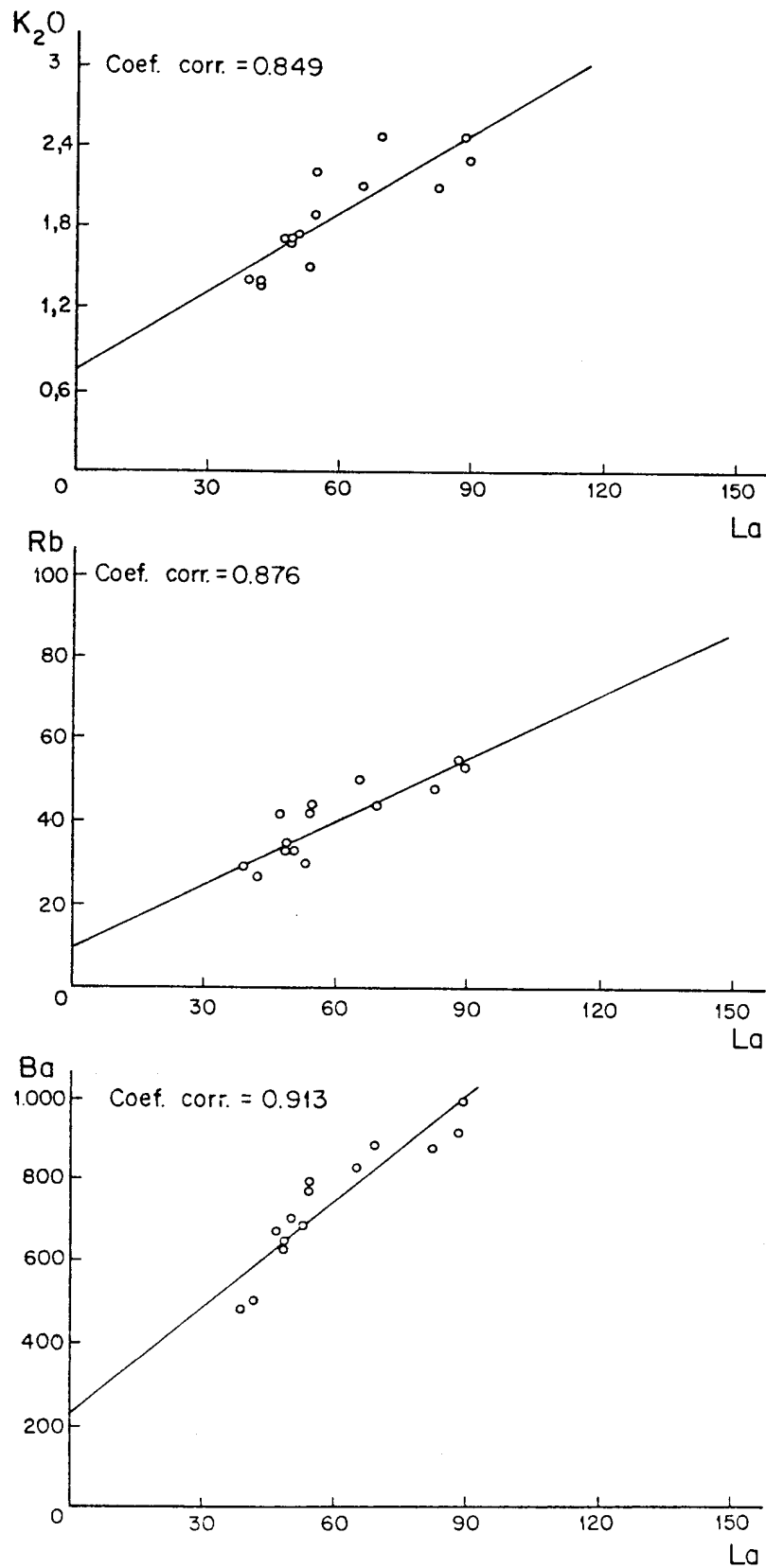


Fig. 8.—Diagramas de variación de K<sub>2</sub>O, Rb y Ba frente a La para las rocas basálticas de La Garrotxa.

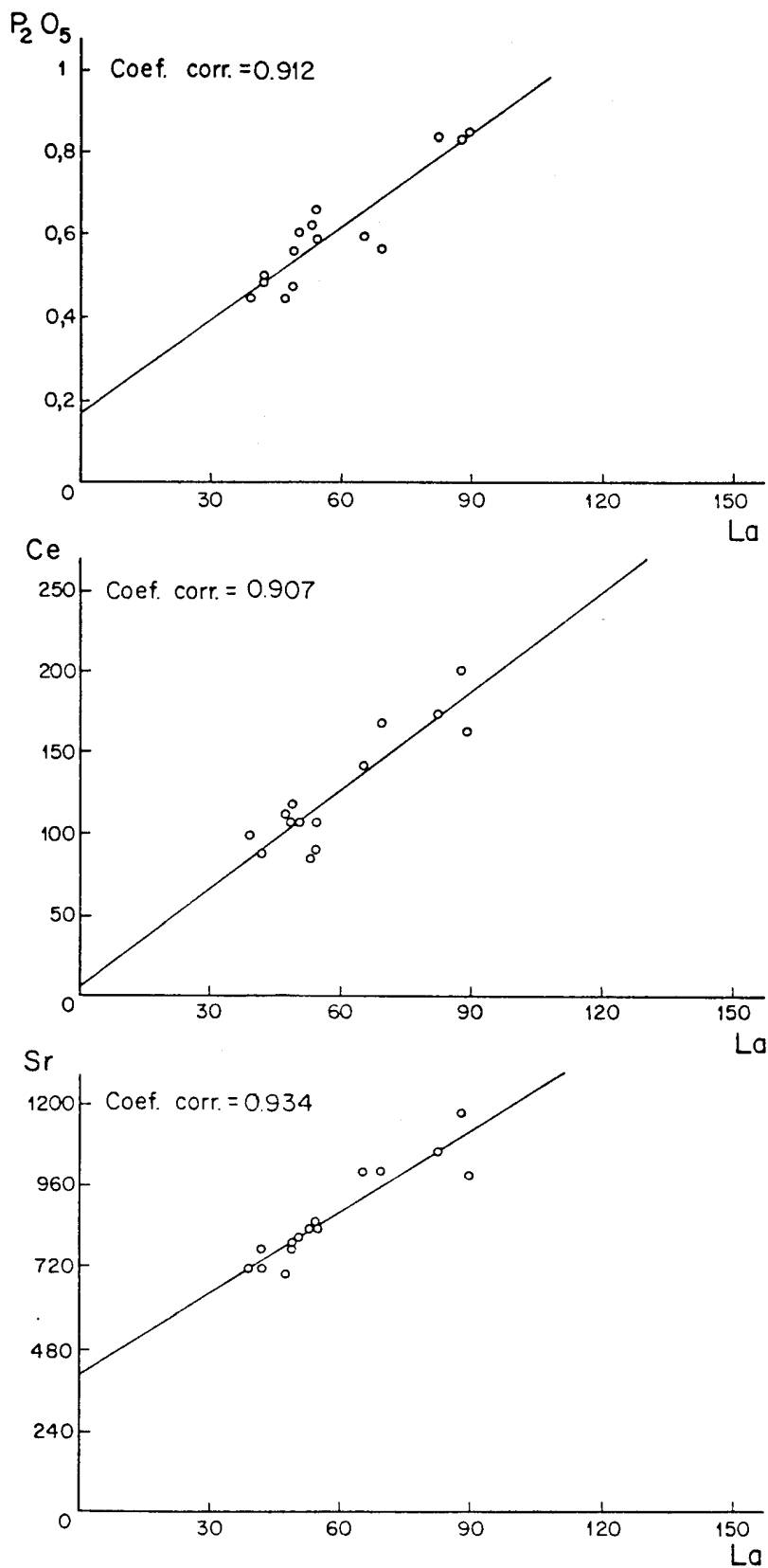


Fig. 9.—Diagramas de variación de  $P_2O_5$ , Ce y Sr frente a La para las rocas basálticas de La Garrotxa.

Los caracteres petrológicos que presentan las basanitas y basaltos del noreste de España, sugieren que olivino, clinopiroxeno y titanomagnetita son los únicos minerales que pueden haber jugado un papel importante en la diferenciación de los magmas correspondientes. Puesto que los coeficientes de distribución de La, Ce, Rb, Ba, Sr, Y, Zr, etc., para dichos minerales son muy pequeños, la separación o la acumulación de éstos habrá afectado a la concentración de los citados elementos en el fundido, pero habrá tenido poca influencia sobre las relaciones entre ellos.

En una serie de rocas que representan líquidos primarios o poco diferenciados, las relaciones entre elementos pueden ponerse de manifiesto utilizando sencillos diagramas binarios (Treuil y Joron, 1975). Cuando en estos diagramas los datos son colineales con el origen, el coeficiente global de distribución (D) es idéntico para ambos o se trata de elementos fuertemente incompatibles (es decir, con un  $D \ll 1$ ). La concentración de estos elementos en el fundido (CL) será directamente proporcional a su abundancia en el material originario (Co) e inversamente proporcional al porcentaje de fusión parcial (F); es decir,  $CL/Co = 1/F$ . Cuando los datos son colineales pero no con el origen, esto implica que el D del segundo elemento es mayor que el del elemento de referencia. Finalmente, si los datos se disponen de una forma irregular, debe interpretarse que el material del que proceden los líquidos es heterogéneo, bien en cuanto a su composición química o a su mineralogía residual.

En los supuestos que acaban de ser descritos, los elementos traza no son constituyentes esenciales de la estructura de los minerales residuales. Cuando este es el caso, los datos se dispondrán según una línea prácticamente paralela al eje correspondiente al elemento incompatible, ya que la concentración del elemento compatible durante la fusión parcial es casi constante, mientras esté presente en el residuo el mineral del que dicho elemento forma parte.

En las figuras 8 y 9 se han proyectado las concentraciones de algunos de los elementos analizados en las lavas del sector de La Garrotxa (4) frente a La. De acuerdo con lo expuesto anteriormente, la similitud de las relaciones entre los elementos incompatibles considerados pone de manifiesto que las lavas de La Garrotxa han derivado de un manto composicionalmente uniforme. Por otra parte, las elevadas correlaciones que presentan  $K_2O$ , Rb y Ba frente a La (o Ce), indica la ausencia en el manto originario de cualquier mineral en el que el K sea un constituyente esencial; es decir, que debe descartarse la presencia de anfíbol y flogopita. Asimismo, las elevadas

(4) Se han utilizado únicamente los datos analíticos correspondientes a las rocas de La Garrotxa, porque este es el sector más ampliamente muestreado. Ahora bien, puesto que las pautas que siguen las lavas de La Selva y del Ampurdán son equivalentes a las del sector considerado, la discusión que sigue es extrapolable a ellas.

correlaciones que muestran  $P_2O_5$  y Sr frente a La (o Ce) significa que el apatito tampoco es residual en el manto del que proceden estas lavas. Ahora bien, puesto que en todos estos diagramas (excepto en el Ce-La) las rectas de regresión no pasan por el origen, los coeficientes globales de distribución de K, P, Rb, Ba y Sr serán algo más altos que los de La (y Ce). Dicho de otra forma, que aquellos elementos son más retenidos en el residuo y entran algo más fácilmente en las fases que primero han cristalizado, que La y Ce.

Por lo que respecta al Ni y al Cr, los diagramas correspondientes (fig. 10) confirman lo que sugieren los caracteres petrológicos: que olivino, clinopiroxeno y titanomagnetita son las únicas fases minerales que han intervenido en la diferenciación que han sufrido las lavas del noreste de España durante su ascenso. Finalmente, el comportamiento del Cu (fig. 10) indica la ausencia de sulfuros, tanto en el residuo como entre las fases que han precipitado al comenzar la cristalización.

En base a lo que acaba de ser establecido, el manto del que han derivado las lavas de La Garrotxa es homogéneo, tanto en lo que concierne a su composición mineralógica como a su quimismo, y está compuesto por olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + granate (espinela).

Si se acepta que la proporción en la que se encuentran en el manto estas fases es similar a la que muestran las lherzolitas que aparecen en xenolitos en muchos basaltos alcalinos (es decir, olivino: 50-60%; ortopiroxeno: 10-20%; clinopiroxeno: 10-25% y granate [espinela]: 5-15%), que la proporción en que dichas fases intervienen en el fundido es equivalente a la composición de los eutécticos de los sistemas experimentales correspondientes (es decir, olivino: 0-10%; ortopiroxeno: 20-25%; clinopiroxeno: 25-40% y granate: 30-50%), y que las rocas analizadas que tienen una relación  $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{2+} \sim 70$  representan líquidos primarios, es posible calcular la concentración en elementos traza del material originario.

Los datos a los que acabamos de hacer referencia, obtenidos para un amplio espectro de composiciones modales del material originario y del fundido, se encuentran en la tabla 6. En todos los casos se ha utilizado la ecuación (15) de Shaw (1970) y se ha supuesto que CL corresponde a los valores determinados en la muestra GAT-15 (tabla 5) y que  $F = 7\%$ . Este último parámetro se ha calculado en función del contenido en  $P_2O_5$ , asumiendo que todo el existente en el material originario ha entrado en el fundido y que la abundancia en dicho elemento del manto es similar a la de la pyrolita de Ringwood (1966). Los coeficientes de distribución empleados son los que aparecen en la tabla 7.

La inspección de los datos obtenidos indica que en todos los casos supuestos, el manto del que han podido originarse las lavas del noreste de España está



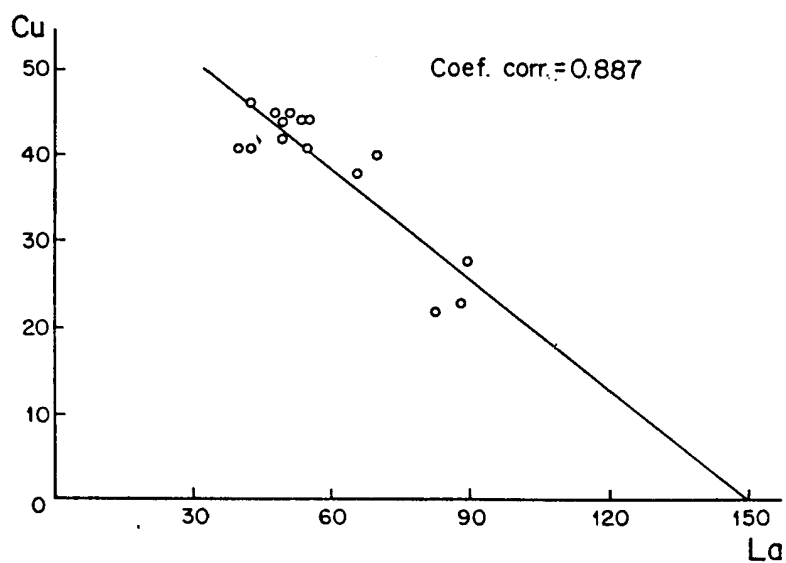
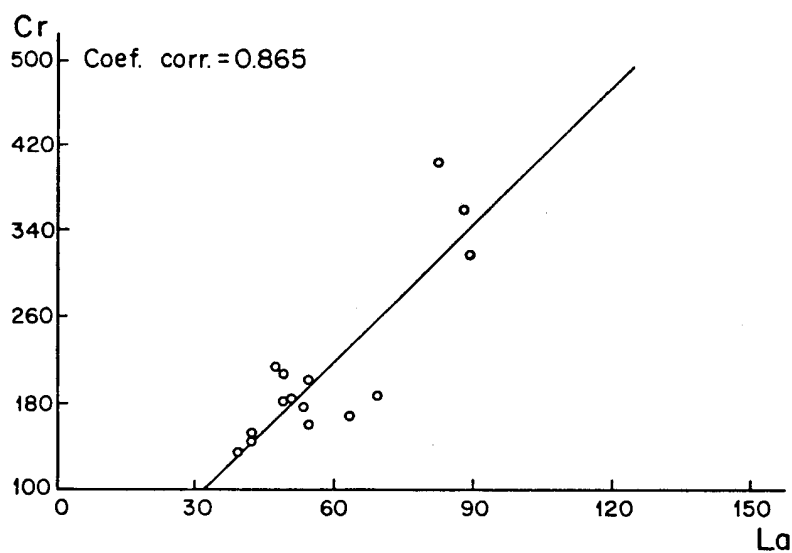
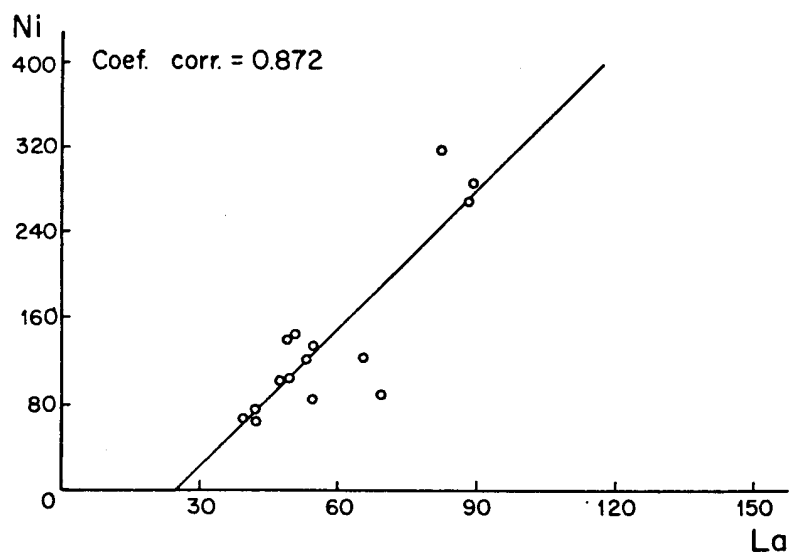


Fig. 10.—Diagramas de variación de Ni, Cr y Cu frente a La para las rocas basálticas de La Garrotxa.

altamente enriquecido en elementos incompatibles. Este enriquecimiento en elementos incompatibles es del mismo orden que el calculado con otras series alcalinas (p. ej., Sun y Hanson, 1975; Frey *et al.*, 1978; Wass, 1980 y Clague y Frey, 1982). El mismo puede haberse producido por la penetración de un fundido de composición basáltica o nefelinítica (Sun y Hanson, 1975), generado en un evento anterior al que ha dado lugar a las rocas que aquí se estudian, o bien por la invasión de una fase fluida, que se manifiesta por la presencia de minerales tales como kaersutita, flogopita y apatito (Lloyd y Bailey, 1975). Por las razones expuestas anteriormente, la primera hipótesis resulta más verosímil para el área objeto de este trabajo.

Una vez establecida la composición mineralógica y química del manto del que pueden haber derivado las rocas del noreste de España, queda por explicar las variaciones químicas que exhiben las rocas analizadas que no representan líquidos primarios. De acuer-

do con lo ya indicado, la hipótesis más sencilla es suponer que todas estas rocas derivan de un magma primario común por cristalización fraccionada de olivino + clinopiroxeno + titanomagnetita. Sin embargo, dicha hipótesis debe excluirse, puesto que las lavas más o menos diferenciadas tienen sistemáticamente contenidos más bajos en elementos incompatibles que las que constituyen líquidos primarios. Descartada esta hipótesis, la única alternativa es recurrir a diferencias en el porcentaje de fusión parcial de los magmas generados y en el de las fases que han intervenido en el proceso de diferenciación que subsecuentemente sufrieron aquéllos.

El examen de los análisis químicos de las rocas en cuestión (ver tabla 5), permite distinguir tres grupos: a) con relativamente altos contenidos en elementos incompatibles y bajos en elementos compatibles (p. ej., GA-1; GA-20, GA-6); b) con una moderada abundancia de elementos incompatibles y compatibles, salvo de V, que es elevada (p. ej., GA-11; GA-9 y GA-12), y c) con una concentración relativamente baja, tanto de elementos incompatibles como compatibles (p. ej., GA-18; GA-19 y GA-17).

En primera aproximación puede interpretarse que, comparadas con las que representan líquidos primarios (p. ej., GA-15), las rocas del grupo a) podrían haber derivado de un magma que se generó mediante un porcentaje de fusión algo más elevado que el de referencia, y que, subsecuentemente, sufrió la separación de una importante proporción de olivino y clinopiroxeno y de una pequeña cantidad de magnetita. A su vez, las rocas del grupo b) pueden proceder de un magma que se originó bajo tasas de fusión más altas que en el caso precedente, que posteriormente experimentó la fraccionación de clinopiroxeno y de olivino exclusivamente. Por último, las rocas del grupo c) se han generado probablemente a partir de un magma que ha requerido grados de fusión relativamente elevados, del que se segregó olivino y cantidades menores de clinopiroxeno y magnetita.

Para comprobar lo que acaba de ser expuesto, se ha calculado el efecto que ejerce la separación de distintos porcentajes de olivino, clinopiroxeno y magnetita sobre la composición de líquidos derivados, mediante diferentes tasas de fusión, de un material originario cuyo contenido en elementos traza es similar al obtenido anteriormente (tabla 6). La ecuación utilizada ha sido la de Rayleigh, y los coeficientes de distribución empleados los de la tabla 7.

Los resultados obtenidos confirman lo anteriormente expuesto, ya que las menores desviaciones entre los datos observados y calculados en los tres grupos de rocas considerados, se consiguen mediante grados de cristalización moderados ( $F = 80\%$ ), por la fraccionación de 50% Ol + 45% Cpx + 5% Mg a 55% Ol + 30% Cpx + 15% Mg (grupo a), 40% Ol + 55% Cpx + 5% Plag. (grupo b) y 75% Ol + 10% Cpx + 15% Mg (grupo c) (ver tabla 8).

TABLA 6

*Abundancia en elementos traza del Manto superior del que proceden las lavas del noreste de España, calculada a partir de la composición de las que representan líquidos primarios.*

*Composición modal del Manto (% en peso)*

	1	2	3	4
Olivino ... ..	60	56	55	51
Ortopiroxeno .. .	25	16	20	21
Clinopiroxeno ...	10	13	15	23
Espinela ... ..	—	—	—	5
Granate ... ..	5	15	10	—

*Composición modal del fundido (% en peso)*

	1	2	3	4
Olivino ... ..	—	5	10	5
Ortopiroxeno .. .	25	20	20	20
Clinopiroxeno ...	25	25	30	60
Espinela ... ..	—	—	—	10
Granate ... ..	50	50	40	—

*C<sub>o</sub> (ppm)*

	1	2	3	4
Rb ... ..	4	4	4	4
Ba ... ..	70	70	70	70
Sr ... ..	98	106	107	115
La ... ..	7	7	7	8
Ce ... ..	16	16	17	18
Y ... ..	3	7	6	3
Zr ... ..	16	16	16	18
Co ... ..	104	94	95	97
Ni ... ..	1.964	1.793	1.799	1.804
V ... ..	85	97	102	143
Cr ... ..	564	711	766	1.124

TABLA 7

Coeficientes de reparto utilizados en los modelos de fusión parcial y cristalización fraccionada

Elemento	Ol/Liq	Opx/Liq	Cpx/Liq	Sp/Liq	Gr/Liq	Mg/Liq	Plg/Liq
Rb ... ..	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.10
Ba ... ..	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.16
Sr ... ..	0.01	0.01	0.165	0.01	0.04	0.01	1.2
La ... ..	0.01	0.02	0.07	0.10	0.01	0.05	0.14
Ce ... ..	0.01	0.03	0.10	0.08	0.03	0.05	0.10
Y ... ..	0.002	0.009	0.20	0.01	1.4	0.17	0.03
Zr ... ..	0.01	0.01	0.01	0.25	0.01	0.25	0.01
Co ... ..	2.5	1.4	0.7	2.0	0.2	10.0	0.01
Ni ... ..	8.7	3.0	2.0	5.0	0.4	4.0	0.01
V ... ..	0.09	0.3	1.5	2.0	0.27	10.0	0.01
Cr ... ..	0.2	1.5	10.0	10.0	2.0	10.0	0.01

Datos tomados de Shaw (1972), Leeman (1976), Frey *et al.* (1978), Pearce y Norry (1979) y Bardsley y Brigg (1984).

TABLA 8

Abundancias en elementos traza observadas y calculadas para las rocas basálticas diferenciadas del sector de La Garrotxa

	Basanitas leucíticas				Basanitas nefelínicas y basaltos olivínicos			
	GA-20		GA-6		GA-11/GA-9		GA-18/GA-19/GA-17	
	Observado	50% Ol+45% Cpx + 5% Mg	Observado	55% Ol+30% Cpx + 15% Mg	Observado	40% Ol+55% Cpx + 5% Plg	Observado	75% Ol+10% Cpx + 15% Mg
Rb ... ..	50	46	44	46	33	36	26-29	31
Ba ... ..	829	801	880	801	651-707	629	482-504	551
Sr ... ..	998	997	998	1.002	793-806	796	716-777	727
La ... ..	65	76	69	76	49-50	59	39-42	53
Ce ... ..	141	164	168	165	108	135	87-99	118
Y ... ..	29	31	28	31	23-24	29	22-24	28
Zr ... ..	190	183	196	182	140-143	143	141-144	125
Co ... ..	48	42	36	33	49-54	49	46-55	30
Ni ... ..	125	118	90	105	142-145	144	67-75	78
V ... ..	235	243	205	204	167-277	253	196-220	205
Cr ... ..	169	172	188	192	183-206	166	133-150	335

En todos los casos la composición del material originario es la del modelo 1 de la tabla 6. El porcentaje de fusión parcial de los líquidos primarios se ha supuesto que es 10% (GA-20 y GA-6), 13% (GA-11 y GA-9) y 15% (GA-18, GA-19 y GA-17). El porcentaje de líquido residual es en todos los casos el 80%.

### Implicaciones geodinámicas

Los datos geológicos y geofísicos que se poseen sobre el noreste de España (ver, p. ej., Julivert *et al.*, 1974, y Vegas *et al.*, 1980), indican que desde finales del Oligoceno-principios del Mioceno esta región está sometida a una tectónica de tipo rift. Dicho rift no está circunscrito a esta región, sino que se prolonga hasta las Cordilleras Béticas e incluso puede conectarse con el que se extiende desde el norte de Noruega hasta el sureste de Francia.

Las estructuras desarrolladas, que afectan a unidades geotectónicas muy distintas, se superponen claramente a las de tipo compresivo generadas durante la orogenia alpina. Estos dos aspectos, junto con el adelgazamiento cortical y los relativamente elevados valores de flujo térmico observados [ $100-110 \text{ mWm}^{-2}$  (Albert, 1979)], indican que este proceso de distensión debe estar relacionado con algún tipo de anomalía en el manto.

Los caracteres geoquímicos de las lavas de la región noreste, son concordantes con el ambiente geodinámico al que se acaba de hacer referencia. Asimismo, existe, en general, una cierta semejanza entre las rocas aquí estudiadas y sus equivalentes de las otras áreas del borde mediterráneo ibérico (salvo las de Cartagena), del Macizo Central francés y de la fosa del Rin (ver, p. ej., Wimmenauer, 1974; Maury y Varet, 1980, y Chauvel y Jahn, 1984). No obstante, en estas últimas áreas el volumen de los magmas emitidos es mucho más importante y la variedad de edificados y rocas existentes es también más acusada.

El diferente estadio evolutivo en que se encuentra el rift europeo en la península ibérica y en el resto de las áreas afectadas, consecuencia de la mayor antigüedad del inicio de la fracturación en estas últimas (Illies, 1975), podría explicar la diversidad de magmas generados en cada una de las regiones del mismo. A su vez, las diferencias geoquímicas, como, p. ej., las más altas relaciones Th/Ta y Th/Hf, que muestran los basaltos alcalinos de Cartagena (Hertogen *et al.*, en prensa) frente a los de La Garrotxa-La Selva-Ampurdán, pueden explicarse por la distinta historia geodinámica que han sufrido las regiones del sureste y del noreste de la península.

### Conclusiones

La región volcánica mio-pleistocena del noreste de España está constituida por basanitas leucíticas, basanitas s. s., basaltos olivínicos y traquitas, siendo las basanitas s. s. las rocas más abundantes y las traquitas las menos frecuentes. Los tres primeros tipos están constituidos por augita titanífera, olivino ( $\text{Fo}_{92} - \text{Fo}_{74}$ ), plagioclasa ( $\text{An}_{51} - \text{An}_{58}$ ), titanomagnetita, leucita, nefelina y, menos frecuentemente, analcima, si bien estas tres últimas fases son más abundantes en

las basanitas que en los basaltos. A su vez, las traquitas están constituidas por oligoclasa ( $\text{An}_{26} \text{Ab}_{68} \text{Or}_6$ ), anortoclasa ( $\text{An}_5 \text{Ab}_{73} \text{Or}_{22}$ ), augita sódica y biotita, y una matriz en la que aparecen sanidina ( $\text{An}_2 \text{Ab}_{64} \text{Or}_{34}$ ) y óxidos de Fe-Ti. En cuanto a su composición química, todas las rocas, excepto las traquitas, se caracterizan por tener nefelina normativa, una relativamente elevada relación  $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{2+}$  y altos contenidos tanto en elementos compatibles como incompatibles, lo que evidencia la naturaleza alcalina, así como el carácter primario o poco diferenciado, de los magmas correspondientes.

El contenido en elementos traza de las lavas que representan líquidos primarios, indica que proceden de un manto homogéneo, altamente enriquecido en elementos incompatibles ( $> 10$  veces los valores condriticos para los elementos fuertemente incompatibles y entre 1.5 y 3 veces para los moderadamente incompatibles). Por lo que respecta a su composición mineralógica, las elevadas correlaciones de  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Ba, así como de  $\text{P}_2\text{O}_5$  y Sr, frente a La y Ce, sugieren la ausencia de kaersutita, flogopita y apatito como minerales residuales. A su vez, las variaciones químicas que exhiben las rocas más o menos diferenciadas, pueden explicarse si se acepta que proceden de magmas generados bajo tasas de fusión del orden del 10-15%, de los que posteriormente se han separado olivino + clinopiroxeno + titanomagnetita en variadas proporciones.

Los caracteres geoquímicos de este volcanismo, así como los datos geológicos y geofísicos, indican que el noreste de España está sometido a una tectónica de tipo rift. Dicho rift no está circunscrito a esta región, sino que se prolonga por el sur hasta las Cordilleras Béticas, e incluso puede conectarse con el que se extiende desde el norte de Noruega hasta el sureste de Francia. Se supone que las primeras perturbaciones del manto que desencadenaron el proceso distensivo, provocaron una fusión incipiente en determinadas zonas del mismo. Los líquidos generados, muy cargados en elementos incompatibles, produjeron (o acentuaron) el enriquecimiento en dichos elementos que debe existir en las zonas en las que posteriormente se originaron los magmas basálticos que han dado lugar a las rocas que aquí se estudian.

### 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 y E. Molero, a cuyo cargo corrió la delineación, la mecanografía y la preparación de láminas delgadas, respectivamente.

## Bibliografía

- ALBERT, J. F.  
1979. El mapa español de flujos caloríficos. Intento de correlación entre anomalías geotérmicas y estructura cortical. *Bol. Geol. Min.*, **90**, 36-48.
- ARAÑA, V.; APARICIO, A.; MARTÍN ESCORZA, C.; GARCÍA CACHO, L.; ORTIZ, R.; VAQUER, R.; BARBERI, F.; FERRARA, G.; ALBERT, J. y GASSIOT, X.  
1983. El volcanismo neógeno-cuaternario de Catalunya: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos. *Acta Geol. Hispánica*, **18**, 1-17.
- BARDSLEY, W. E. y BRIGGS, R. M.  
1984. Note on fitting quantitative models of magmatic processes to trace element data. *Computers & Geosc.*, **10**, 445-448.
- BELLON, H. y BROUSSE, R.  
1977. Le magmatisme perimediterranéen occidentale. Essai de synthèse. *Bull. Soc. Geol. France*, **19**, 469-480.
- BELLON, H. y LETOUZEY, J.  
1977. Volcanism related to plate-tectonics in the western and eastern mediterranean. In: *Intern. Sym. Structural History Mediterranean basins* (B. Biju Duval y L. Montadert, edit.). Ed. Technip, París, 165-184.
- BELLON, H.; BIZON, G.; CALVO, J. P.; ELIZAGA, E.; GAUDANT, J. y LÓPEZ MARTÍNEZ, N.  
1981. Le volcan du Cerro del Monagrillo (province de Murcie): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **292**, 1035-1038.
- BELLON, H.; BORDET, P. y MONTENAT, CH.  
1983. Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). *Bull. Soc. Geol. France*, **25**, 205-217.
- BENCE, A. E. y ALBEE, A. L.  
1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, **76**, 382-403.
- CLAGUE, D. A. y FREY, F. A.  
1982. Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic Mantle below Hawaii. *J. Petrol.*, **23**, 447-504.
- COY-ILL, R.; GUNN, B. M. y TRAVERÍA, A.  
1974. Geochemistry of the Catalonian volcanics, Spain. *Acta Geol. Hispánica*, **9**, 127-132.
- CHAUVEL, C. y JAHN, B.-M.  
1984. Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **48**, 93-110.
- DONVILLE, B.  
1973a. Ages potassium-argon des vulcanites du Haut-Ampurdan (Nord-Est de l'Espagne). Implications stratigraphiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **276**, 2497-2500.  
1973b. Ages potassium-argon des vulcanites du Bas-Ampurdan (Nord-Est de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **276**, 3253-3256.  
1973c. Ages potassium-argon des roches volcaniques de la depression de La Selva (Nord-Est de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **277**, 1-4.
- FREY, F. A.; GREEN, D. H. y ROY, S. D.  
1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrology*, **19**, 463-513.
- HERTOGEN, J.; LÓPEZ RUIZ, J.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E.; DE-MAIFFE, D. y WEIS, D.  
Petrogenesis of ultrapotassic volcanic rocks from S. E. Spain: trace element and Sr-Pb isotopes (en prensa).
- HOFMANN, A. W. y HART, S. R.  
1978. An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle. *Earth Planet. Sci. Letters*, **38**, 44-62.
- ILLIES, H.  
1975. Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system. *Geol. Rundschau*, **64**, 677-699.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L.  
1974. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. de España*, 113 págs.
- LEEMAN, W. P.  
1976. Petrogenesis of McKinney (Snake River) olivine tholeiite in light of rare-earth element and Cr/Ni distributions. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 1582-1586.
- LÓPEZ RUIZ, J. y RODRÍGUEZ BADIOLA, E.  
1980. La región volcánica neógena del sureste de España. *Estudios geol.*, **36**, 5-63.
- LÓPEZ RUIZ, J.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E.; ARROYO, A. y COY-ILL, R.  
1984. Los óxidos de Fe-Ti de las rocas calco-alcalinas del sureste de España. *Estudios geol.*, **40**, 269-279.
- LLOYB, F. E. y BAILEY, D. K.  
1975. Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences. *Physics and Chemistry of the Earth* (L. H. Ahrens et al., eds.), **9**, 389-416.
- MAALOE, S.  
1973. Temperature and pressure relations of ascending primary magmas. *J. Geophys. Res.*, **78**, 6877-6886.
- MAURY, R. C. y VARET, J.  
1980. Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. Colloque C7, Geologie de la France, 26e Congr. Intern. *Mem. BRGM*, **107**, 137-159.
- MINSTER, J. F. y ALLÈGRE, C. J.  
1978. Systematic use of trace elements in igneous processes. Part. III: Inverse problem of batch melting in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 37-52.
- MONTOTO, M. y ESBERT, R. M.  
1967. Estudio petrológico de la zona basáltica de Hostalrich (Gerona). *Rev. Inst. Inv. Geol. Diputación Prov. Barcelona*, **21**, 11-35.
- MUNKSGAARD, N. C.  
1984. High  $\delta^{18}\text{O}$  and possible pre-eruptional Rb-Sr isochrons in cordierite-bearing Neogene volcanics from SE Spain. *Contr. Mineral. Petrol.*, **87**, 351-358.
- 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.

- PEARCE, J. A. y NORRY, M. J.  
1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.
- RINGWOOD, A. B.  
1966. The chemical composition and origin of the earth In: *Advances in Earth Science* (P. Hurley, edit.). M. I. T. Press, Cambridge, Mass., 287-356.
- SÁENZ RIDRUEJO, C. y LÓPEZ MARINAS, J. M.  
1975. La edad del vulcanismo de Cofrentes (Valencia). *Tecniterrae*, **1**, 8-14.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M.  
1927. Bibliografía de la región volcánica de la provincia de Gerona. *Bull. Volcan.*, **13-14**, 1-15.
- SHAW, D. M.  
1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **34**, 237-243.  
1972. Development of the early continental crust. Part. 1. Use of trace element distribution coefficient models for the Proterozoic crust. *Can. J. Earth Sci.*, **9**, 1577-1595.
- SOLÉ SABARÍS, L.  
1962. Observaciones sobre la edad del vulcanismo gerundense. *Mem. R. Acad. Cienc. Artes Barcelona*, **34**, 359-372.
- SOLÉ SUGRAÑES, L.; JULIÁ, R. y ANADÓN, P.  
1984. El sistema de fosas neógenas del NE de la península ibérica. In: *El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. C.S.I.C., Granada, 87-91.
- SUN, S. S. y HANSON, G. N.  
1975. Origin of Ross island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle source for alkali basalts and nephelinites. *Contr. Mineral. Petrol.*, **52**, 77-106.
- TOURNON, J.  
1969. Les roches basaltiques de la province de Gerone (Espagne) basanites à leucite et basanites à analcime. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, **92**, 376-382.
- TREUIL, M. y JORON, J. L.  
1975. Utilisation des elements hygromagmatophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la Dorsale medioatlantique. *Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **31**, 125-174.
- VEGAS, R.; FONTBOTÉ, J. M. y BANDA, E.  
1980. Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian peninsula. *Proc. Sym. Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and surrounding areas*. E. G. S. Viena, 1979. Inst. Geográfico Nac., Sp. Public., **201**, 109-128.
- WASS, S. Y.  
1980. Geochemistry and origin of xenolith-bearing and related alkali basaltic rocks from the southern Highlands, New South Wales, Australia. *Amer. J. Sci.*, **280-A**, 639-666.
- WIMMENAUER, W.  
1974. The alkaline province of central Europe and France. In: *The alkaline rocks* (H. Sorensen, edit.), Wiley, London, 238-271.

Recibido el 22 de abril de 1985.  
Aceptado el 17 de junio de 1985.