

El volcanismo neógeno-cuaternario de Catalunya: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos *

por

V. ARAÑA¹; A. APARICIO¹; C. MARTIN ESCORZA¹; L. GARCIA CACHO¹; R. ORTIZ¹;
R. VAQUER²; F. BARBERI³; G. FERRARA⁴; J. ALBERT⁵ y X. GASSIOT⁶

- 1) Instituto de Geología, C.S.I.C.
- 2) Departamento de Petrología. Universidad de Barcelona
- 3) Istituto di Mineralogia e Petrologia. Univ. Pisa (Italia)
- 4) Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica, CNR, Pisa (Italia)
- 5) Departamento de Geoterminia, C.G.S.
- 6) I.N.B. Vicens Vives, Gerona.

* Este trabajo ha sido subvencionado mediante un contrato de investigación entre el Instituto de Geología del CSIC y la Compañía General de Sondeos, en el marco del Programa Nacional de Prospección Geotérmica del I.G.M.E.

RESUMEN

El volcanismo neógeno-cuaternario de Catalunya está asociado al sistema de fracturas escalonadas, de orientación preferente SW-NE y NW-SE, que condiciona también las depresiones tectónicas o fosas neógenas.

Las dataciones radiométricas ponen de manifiesto una actividad volcánica entre 10 y 0.1 m.a., localizándose las erupciones más antiguas en la fosa del Empordà, mientras que el volcanismo cuaternario se concentra en las proximidades de Olot (La Garrotxa).

El magmatismo es de carácter alcalino, con términos exclusivamente básicos (basanitas), salvo un afloramiento traquítico. Son frecuentes los xenolitos de rocas sedimentarias y plutónicas básicas y ácidas, presentando estos últimos el mayor grado de transformación. Los caracteres estructurales, geoquímicos y mineralógicos, junto a las relaciones isotópicas Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ apoyan un origen profundo, subcrustal, del magma, y definen un volcanismo intraplaca como el que corresponde a un modelo de rift embrionario sin atenuación litosférica y con escasas manifestaciones eruptivas.

Se establecen asimismo las relaciones entre el volcanismo neógeno-cuaternario de Catalunya y de otras áreas de la placa Ibérica con el sistema de rifts europeos y su última etapa distensiva que, en el ámbito del Mediterráneo Occidental, se inició al cesar la rotación del bloque sardo-corso, hace 14 m.a.

SUMMARY

The neogene-quaternary volcanism of Catalunya is associated with a system of step faults of SW-NE and NW-SE preferent directions, conditioning also the tectonic depressions or neogene grabens.

Radiometric datations point out a volcanic activity between 10 and 0.1 m.y.; the older eruptions are in the Ampordà graben whilst the quaternary volcanism is around Olot (La Garrotxa).

The magmatism is alkaline with rocks exclusively basic (basanites), except one outcrop of trachytes. Xenoliths of sedimentary and plutonic rocks, both acid and basic, are common. The acid plutonic xenoliths are the most transformed. The structural,

geochemical and mineralogical features and the Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ isotopic ratios indicate a deep, subcrustal origin of magma and define a within-plate volcanism as to be expected in a model without lithospheric attenuation, initial rifting and minor eruptive activity.

The relationships between the Catalunya neogene-quaternary volcanism and other areas of the Iberian plate, the European rift systems and the last distensive period of the West Mediterranean region beginning at the end of the rotation of the Sardinia-Corsica block, 14 m.y. ago, are established.

INTRODUCCION

El volcanismo catalán y en particular el de la zona de Olot, Gerona, ha sido ampliamente descrito en numerosos trabajos. Desde Bolós (1820) se conoce con exactitud el número de afloramientos así como las características estructurales y litológicas de la región Olotina, continuándose durante un siglo las publicaciones de interés sobre el tema, como las de Alsius (1874); Sapper (1904); Calderón (1906); Cazorro (1906); Fernández Navarro (1906); Font i Sagué (1907); Washington (1907) y Chevalier (1914, 1928). En muchos trabajos posteriores se ha planteado ya la relación de este volcanismo con su marco tectónico, por ejemplo: San Miguel y Marcet Riba (1926); Llopis (1946); Fontboté (1954); Solé Sabarís (1962); y Solé Sugrañes (1978), mientras que los aspectos litológicos y petrográficos han sido tratados con más detalle por Tournon (1968) y Coy et al. (1974), y los aspectos geocronológicos y estratigráficos por Marcet Riba (1948); Masachs (1950); Donville (1973); Mallarach i Carrera (1978). Más recientemente, la revista catalana "Ciencia" ha dedicado un interesante número monográfico (febrero, 1982) a la Catalunya volcánica.

En casi todos los trabajos citados, los afloramientos volcánicos neógenos y cuaternarios de Catalunya (fig. 1), se agrupan en tres grandes unidades: Empordà, La Selva y La Garrotxa. Estas unidades corresponden a depresiones, que una tectónica de bloques, de tipo germánico,

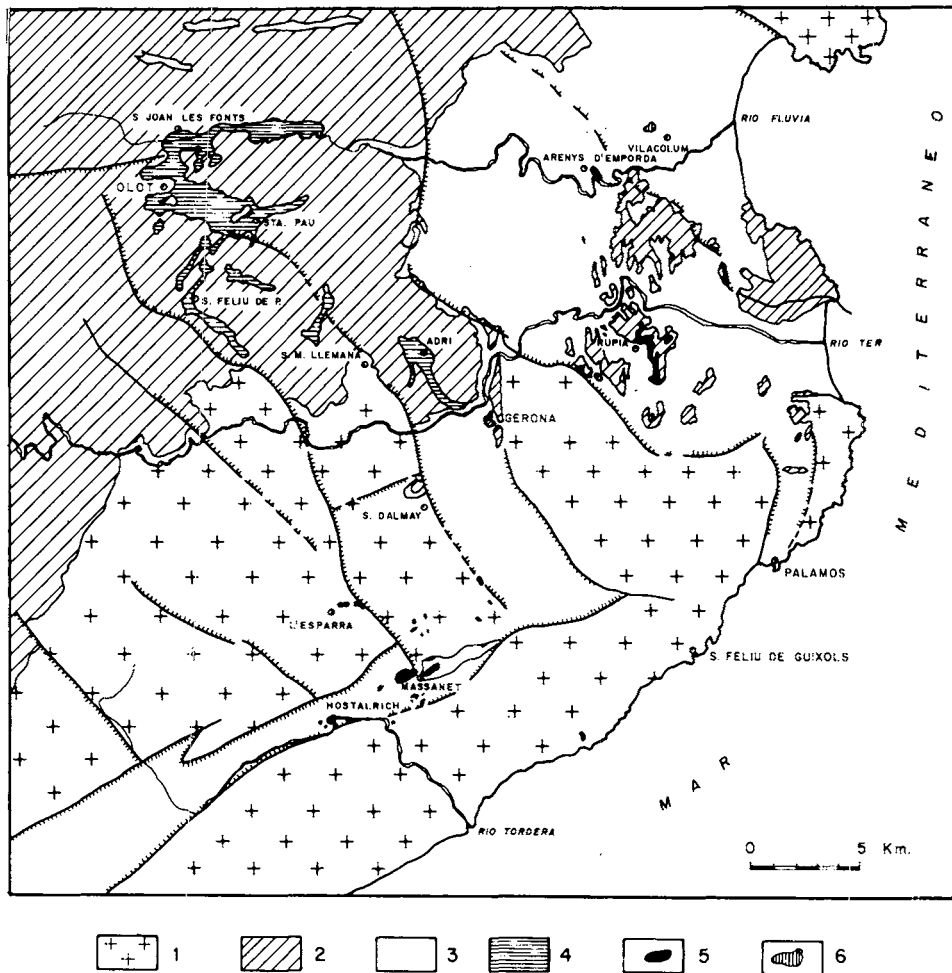


Figura 1.- Esquema geológico, simplificado de L. Solé Sabarís 1962. 1) Paleozoico; 2) Mesozoico; 3) Neógeno y Cuaternario; 4) Rocas volcánicas básicas cuaternarias; 5) Rocas volcánicas básicas neógenas; 6) Traquitas neógenas.

originó sobre el zócalo rígido (paleozoico) al actuar sobre el mismo la dinámica alpina. De este zócalo paleozoico ha permanecido más estable un núcleo interno (Montseny-Guilleries) en torno al cual se han desarrollado y escalonado las distintas fases, cercadas a su vez por el Sistema Pirenaico, la depresión del Ebro y la Cordillera Costero-Catalana. Esta última pertenece también al zócalo, que aquí está constituido por un gran anticlinorio hercínico (NE-SW) que, hacia el Norte, se sumerge bruscamente por un sistema de fallas en escalera, bajo los depósitos eocenos del Empordà, que a su vez queda separado de la fosa de La Selva por el bloque paleozoico levantado de Gabarres.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEDUCIDO DE LAS "IMÁGENES DE SATELITE"

La progresiva mejora en el procesado de los datos enviados desde los satélites de observación multiespectral,

aporta un continuo avance en el conocimiento geológico de un área determinada, al menos en cuanto a sus aspectos estructurales se refiere. Este hecho ha permitido que del análisis de las más recientes imágenes de satélite correspondientes al NE de la Península Ibérica (en nuestro caso la 1143-1800 de 19 de octubre de 1979, en suma de espectros color 4, 5 y 7, y procesada por Telespacio) se pueda discernir un mayor número de líneas que las analizadas en trabajos anteriores.

De la observación de la citada imagen hemos determinado un total de 924 líneas con significación geológica que corresponden a fracturas, algunas de las cuales pueden ser fallas. La situación y características de estas alineaciones se han esquematizado en la figura 2-F.

Aunque la zona tiene una gran variedad geológica, no se han diferenciado "a priori" dominios estructurales, ya que ello precisamente puede ser una consecuencia de este análisis y además los estudios precedentes (Solé Sugrañes, 1978) han mostrado que las poblaciones de.

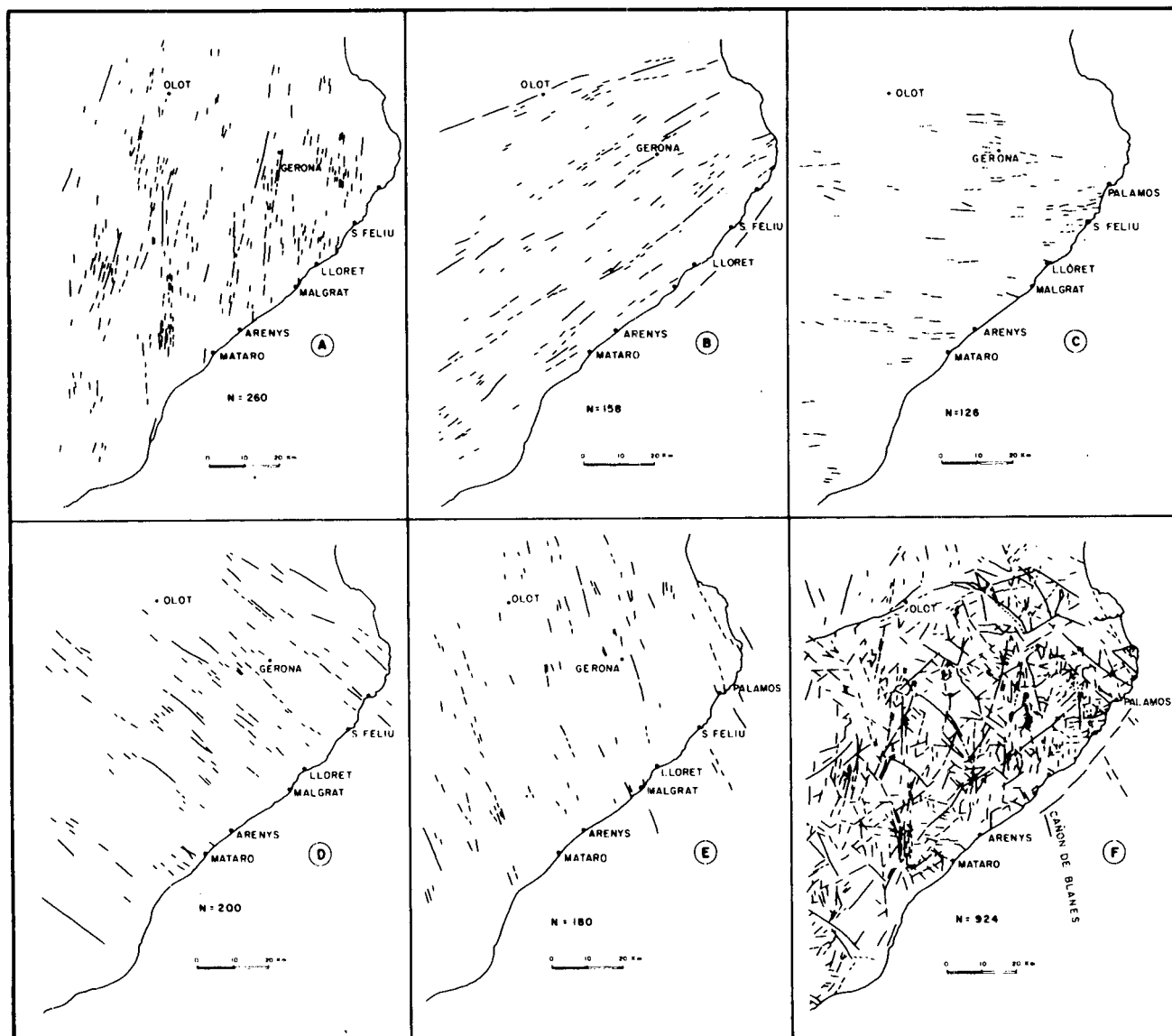


Figura 2.- Resultado de discernir en el conjunto de lineamientos (F) las direcciones dominantes de fracturación. A) N-S; B) SW-NE; C) W-E; D) NW-SE, E) NNW-SSE.

fracturas detectadas tienen continuidad entre los materiales del zócalo y de la cobertera, e incluso dicho autor señala regionalmente una igualdad en la distribución de la longitud de estas alineaciones y en el valor de su desviación standard.

Atendiendo a la frecuencia con que se presentan determinadas direcciones, es posible discernir las siguientes componentes direccionales: N-S (fig. 2-A); NE-SW (fig. 2-B); W-E (fig. 2-C); NW-SE (fig. 2-D) y NNW-SSE (fig. 2-E). Su distribución en ningún caso es homogénea, como demuestra el contaje densitométrico (fig. 3). Sólo el área en torno a la ciudad de Gerona parece ser repetitiva para varios máximos absolutos o relativos, mientras que, en el entorno próximo a Olot no se encuentran sino máximos relativos y sólo para dos direcciones, la N-S y la NW-SE (figs. 3-A y 3-D), lo que podría indicar que co-

rresponden a la fracturación más reciente. También resulta de interés observar cómo las alineaciones de los máximos de densidad absolutos (fig. 3-F) marcan las direcciones de fracturación más densa, según una red sencilla con cuatro componentes principales: N-S; W-E; NE-SW y NW-SE.

Además de la red de alineaciones rectas ya descritas, la observación de la imagen obtenida desde satélite permite poner de manifiesto la existencia de ciertas alineaciones que configuran formas curvas, entre las que destacaremos las que resultan determinadas por la alineación de numerosas fracturas rectas, pero que por su enlace prácticamente continuo o en relevo, forman una larga poligonal cuya envolvente define una banda estrecha, asimilable a una fractura, de gran longitud y con forma curva. Estas grandes fracturas curvas, dibujan un impor-

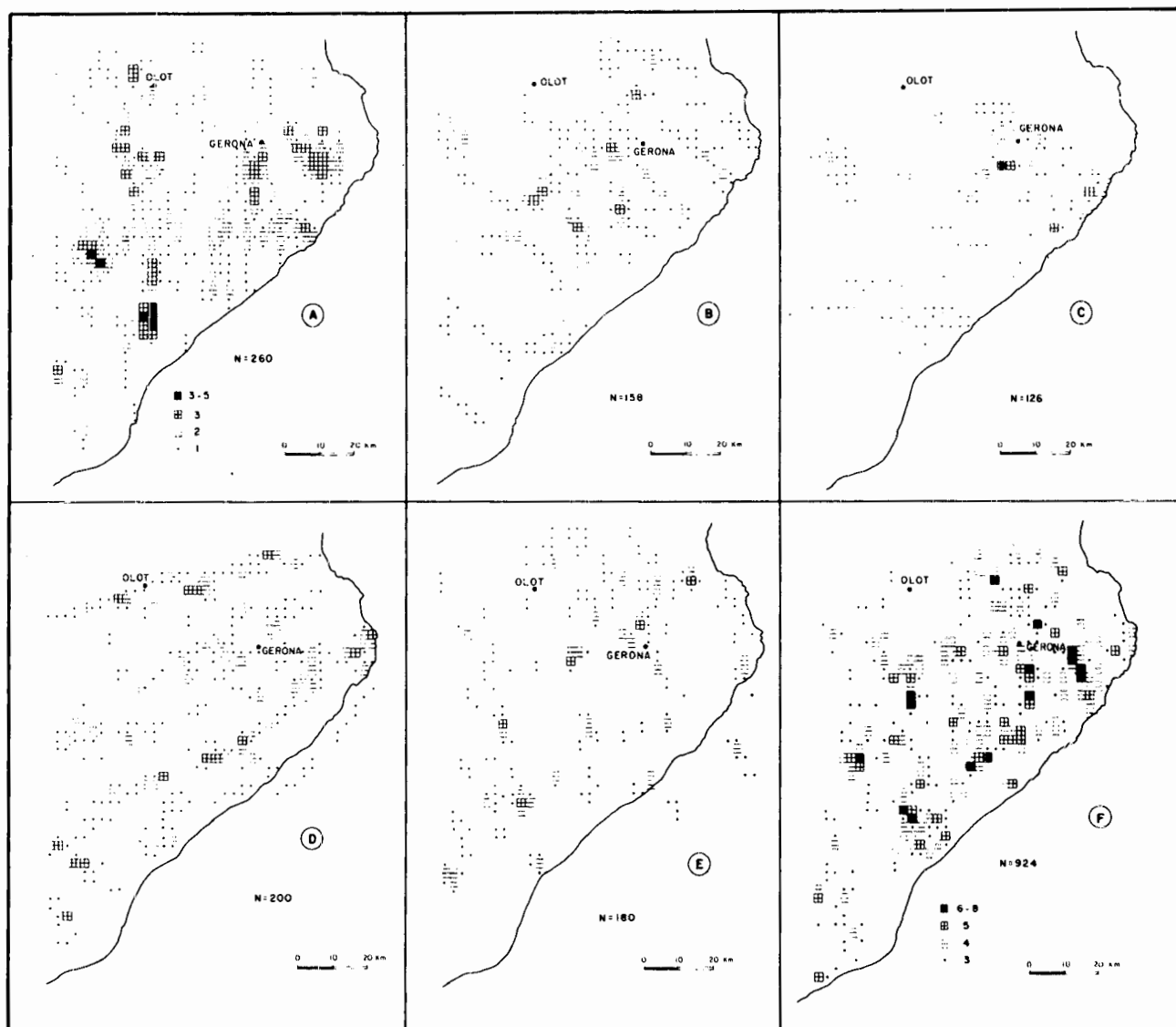


Figura 3. En base a los datos de la figura 2, la desintometría señala las áreas de máxima acumulación y las alineaciones de dichos máximos.

tante arqueamiento convexo hacia el NE, con varias bandas casi concéntricas, que se pueden prolongar hacia el Mediterráneo en Palamós y Sur de Lloret (fig. 4), lo cual concuerda con los datos de Serra y Got (1974). Esta red curvilínea, define tres bandas principales: Susqueda-Badalona; Olot-Lloret y Figueras-Palamós; entre ellas se encuentran otras intermedias, la más evidente y destacada de las cuales es la banda Bañolas-La Garriga.

La posibilidad de relacionar el volcanismo Neógeno-Cuaternario catalán con algún sistema de fracturación regional o local siempre ha sido un objetivo de los investigadores que se han ocupado de esta zona. En un principio, estas relaciones sólo se establecieron con carácter local y con apoyo en la observación directa, siguiendo los trabajos de Chevalier (1914, 1928) y San Miguel y Marcet Riba (1926), en los cuales el entorno de Olot se repre-

sentaba "entramado" por una densa y complicada red de fracturación la cual venía a unir en fracturas dominantes (según direcciones WE- y NW-SE principalmente) los focos volcánicos conocidos, que quedaban situados en el cruce de dos o más fracturas. También se llama la atención acerca de las especiales estructuras con carácter regional que en forma de "escalones" según Chevalier (1914); en forma de arco (arco de Gerona) según Staub (1926) y "flexión" en V convexa al NE según Chevalier (1928), se encuentran en esta zona enlazando las estructuras pirenaicas con las paralelas a la costa; colocándose en las proximidades de este vértice los volcanes de Olot.

La que se puede considerar como segunda etapa en la investigación, se inicia con el esquema regional de Schriell (1929) donde ya se señalan dos grandes líneas de fracturación en el área de Gerona, con direcciones NW-SE

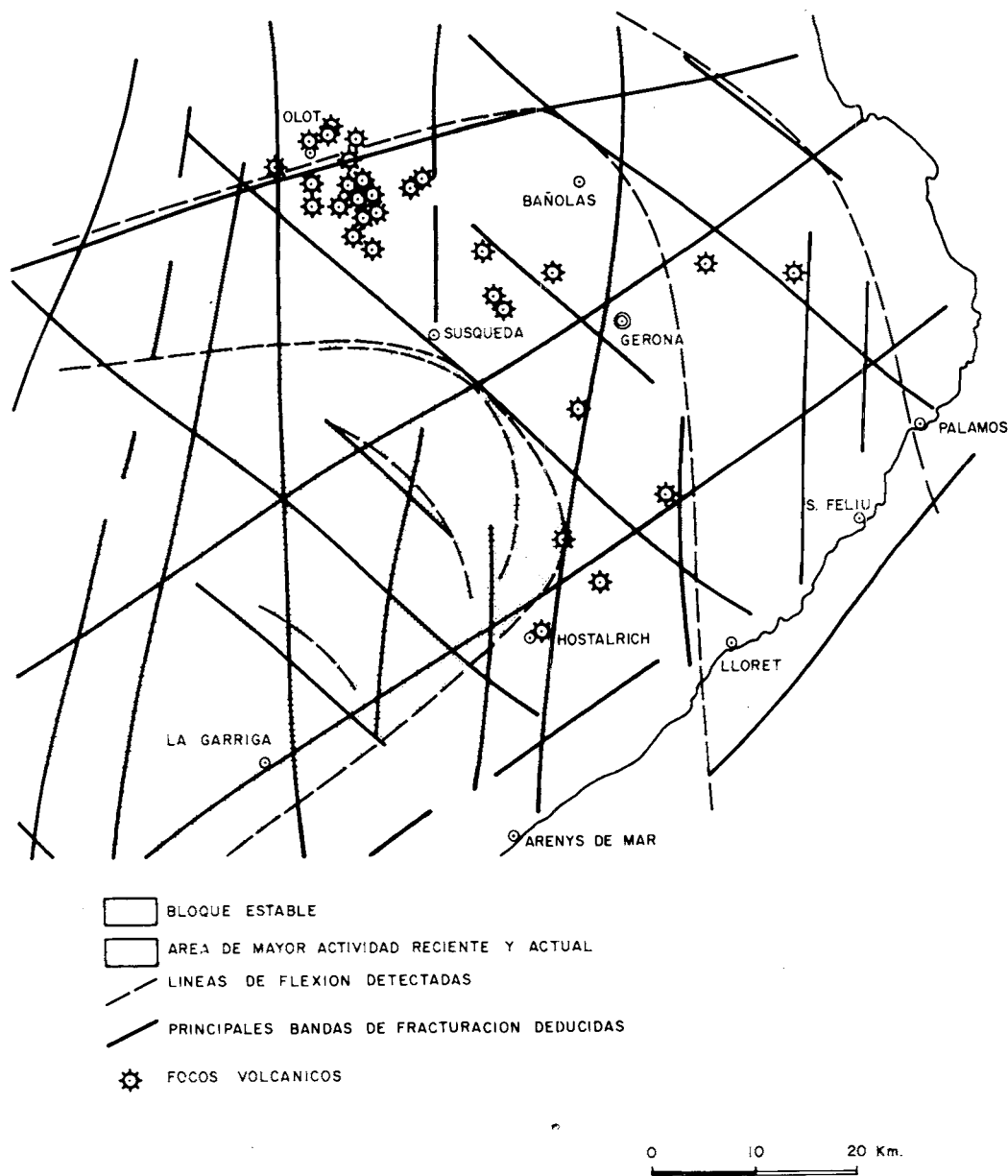


Figura 4.- Áreas estructurales definidas por las principales líneas de fractura, y su relación con el volcanismo.

y NE-SW con las cuales estarían relacionados los volcanes; pero es en los trabajos de Solé Sabarís (1962) y Solé Sugrañes (1978) donde se pone un marcado acento en la síntesis y expresión de los esquemas regionales que relacionan la fracturación con el volcanismo. Por otra parte, las direcciones representadas en la figura 2, son coherentes con las obtenidas por Cadillac (1979) en un contexto regional mucho más amplio.

Como se observa en la figura 4, los focos eruptivos pueden asociarse a ciertas direcciones de fracturación preferentes. El campo volcánico de Olot parece estrechamente relacionado con una fractura que debe ser la que,

como de movimiento senestral, Solé Sugrañes (1978) denomina "falla de Olot"; asimismo es evidente que dicho campo volcánico de Olot está enmarcado por dos grandes fracturas NW-SE: al Norte la de Palamós, y al Sur la que enlaza Lloret y Susqueda, que delimitan una franja NW-SE que viene a superponerse en parte a la que con dicha dirección quedaba definida por estructuras curvadas. Estos resultados pueden considerarse casi coincidentes con lo expresado por Solé Sabarís (1962), existiendo también coincidencia en cuanto a la alineación y superposición de las fracturas SW-NE con las manifestaciones volcánicas del Empordà, Caldes, Hostalric, etc.

MATERIALES VOLCANICOS

Empordà

Gran parte de los materiales volcánicos de esta fosa deben estar cubiertos por depósitos continentales atribuidos en su mayoría al Plioceno. Los afloramientos en el Baix Empordà son numerosos al Norte de La Bisbal y destacan los derrames lávicos de Rupió procedentes de unos centros de emisión cuyos restos parecen localizarse en las proximidades de la citada población. En el Alt Empordà, el único afloramiento importante se encuentra en las proximidades de Arenys, bajo un Mioceno medio fosilífero; se trata de lavas básicas, con disyunción en bolas y "grano de millo", intensamente alteradas. También en el Alt Empordà, las traquitas de Vilacolum constituyen una intrusión de aspecto domático, recubierta por una lumaquela.

La Selva

En esta compleja fosa y en sus bordes los afloramientos volcánicos aparecen dispersos al estar parcialmente recubiertos en los principales derrames lávicos que se localizan en la prolongación NE de la fosa del Vallés. Próximo al borde meridional de la depresión, y fuera de la misma (cerca de St. Corneli) se localiza una chimenea de grandes dimensiones con disyunción columnar y fracturas intraformacionales. Otro edificio singular, en el ángulo NE, donde se prolonga la fosa de Olot, es el enorme cráter de Sant Dalmai, originado por violentas explosiones freatomagmáticas que han configurado un amplio embudo en cuyas paredes interiores se aprecia con nitidez la típica estratificación de las brechas de explosión. También es destacable el afloramiento de Hostalric, que corresponde a una gran chimenea con disyunción columnar y restos de colada.

La Garrotxa

En esta zona existe casi medio centenar de conos volcánicos de los que irradian numerosas coladas, algunas de las cuales tienen una longitud que supera la docena de kilómetros (Palli, 1981). La concentración de conos disminuye hacia el SE, dirección en la que también es peor la conservación de estos edificios volcánicos y de sus coladas. El límite septentrional de los materiales volcánicos está constituido por las potentes coladas de Castellfollit de la Roca y S. Joan les Fonts que condicionan el curso actual del río Fluvià. En Olot y sus proximidades se localiza el principal foco eruptivo, cuyos conos y campo de lavas cubren una superficie de 27 km². Otro foco importante está en el valle tectónico del río Sert, donde se encuentran los volcanes más importantes de toda la zona: Croscat, Santa Marguerida, Roca Negra, etc. Por último

está el foco volcánico meridional, representado por algunos volcanes dispersos, de pequeñas dimensiones, cuyas coladas siguen los cursos de los afluentes del Ter: Brugent, Riera de Llémna y Riera de Adri.

Entre los edificios piroclásticos, destaca un corte muy fresco en el cono de cinder del volcán Roca Negra, próximo a Santa Pau. La Banya del Boix, cerca de S. Martin de Llémna, en el borde de la fosa, es otro edificio piroclástico con bombas de gran tamaño. En el eje de la fosa se encuentra una importante colada con disyunción prismática, sobre la que discurre el río en St. Feliu de Pallerols. El único afloramiento de aglomerados se ha localizado en Font de la Torre (término de Canet d'Adri), incluye escorias básicas muy abundantes y fragmentos de pizarras y calizas fosilíferas, estando el conjunto cementado por arcillas y carbonatos con una matriz volcánica. Cerca ya de Gerona y en la confluencia con La Selva los afloramientos lávicos deben ser importantes por su dispersión, pero no es fácil su reconocimiento al estar enmascarados por una cobertera sedimentaria.

Geocronología

Las primeras dataciones radiométricas de las rocas volcánicas de este sector fueron obtenidas por Donville (1973) utilizando el método K/Ar; sus datos indican una variación en las edades desde 1,99 a 7,19 m.a. para la región de La Selva y entre 8,80 y 10,02 m.a. para las rocas del Alt Empordà, que incluye a las traquitas de Vilacolum (8,80 m.a.) y a las rocas basálticas de Arenys, que proporcionan la edad más antigua. Por otra parte, al volcanismo más reciente (0,11 m.a. según Donville) en la región de Olot podría asignársele una edad Würmiense según Mallarach i Carrera (1978).

Los datos geocronológicos obtenidos en este trabajo por el método K-Ar (tabla 1) son similares a los obtenidos por Donville. Las edades oscilan entre 0,5 y 0,7 m.a. para rocas de la zona de Olot en Sant Feliu de Pallerols y Sant Joan les Fonts, mientras que las traquitas de Vilacolum alcanzan los 10,6[±] 0,5 m.a. Las edades intermedias

TABLA 1

Edades radiogénicas

Muestra	K%	Rendimiento%	Edad m.a.
CAT 9	1,69	1	0,7
CAT 27	1,26	2,5	2,5 ± 0,35
CAT 1	0,88	7	8 ± 0,6
CAT 4	3,18	22	10,6 ± 0,6

(Empordà CAT 1 y 4; La Selva CAT 27; La Garrotxa CAT 9. Ver tabla 3)

Determinaciones realizadas en la pasta de las rocas

(2,5 ± 0,35 m.a.) corresponden a yacimientos asociados a la fosa de La Selva, observándose también un escalonamiento creciente en edad desde Olot hacia Gerona.

Existe pues un volcanismo inicial, relacionado con la distensión tectónica miocena que determina la formación de las distintas fosas (Empordà, La Garrotxa, La Selva). Restos de este volcanismo inicial son todos los afloramientos del Empordà. También a los momentos finales del Mioceno corresponden algunos afloramientos de La Selva, que abarcan todo el Plioceno. Asimismo parece probable la presencia — aunque no aflore — de este volcanismo Mioceno en la región Olotina, caracterizada por erupciones cuaternarias e incluso prehistóricas.

De lo expuesto puede deducirse un aparente rejuvenecimiento, al menos en cuanto a la intensidad del volcanismo, desde los escalones más periféricos (Empordà) hasta los más internos (La Garrotxa). Este hecho coincide lógicamente con un desplazamiento en el mismo sentido de la actividad tectónica que aún puede apreciarse por la elevada sismicidad de las zonas más activas y por las variaciones altimétricas contrastadas en los últimos 50 años.

CARACTERES PETROGRAFICOS

Basanitas

Son rocas de textura porfídica vacuolar, en las que el olivino es el fenocristal más común, acompañado en menor proporción por augita y plagioclasa. La pasta está constituida por pequeños cristales de olivino, augita, plagioclasa, hornblenda y opacos (espinela). Sólo en algunas basanitas de Hostalric aparecen cristales de leucita observables microscópicamente, aunque los difractogramas realizados han permitido deducir también la presencia de leucita en las coladas de Sant Joan les Fonts, Sant Feliu de Pallerols, Sant Martí de Llémena (Banya del Boix) y Canet d'Adri. En las basanitas de Hostalric además de olivino, augita (con tendencia egirínica), plagioclasas y opacos se observan cristales pequeños alotriomorfos de leucita, en general poco abundantes, junto a una fase mineral en desequilibrio con la pasta que responde a una composición muy rica en SiO₂, FeO y K₂O (Análisis 13, tabla 2). Como xenocristales aparecen ortopiroxeno, plagioclasa y cuarzo. Los minerales secundarios más frecuentes son zeolitas, carbonatos y serpentinas.

El olivino se presenta en fenocristales normalmente idiomorfos, frescos o con alteraciones de borde a iddingsita o serpentina; su composición es muy constante (tabla 2, análisis 7, 8 y 9), siendo frecuentes los agregados cristalinos.

Los clinopiroxenos se presentan como fenocristales subidiomorfos pero mayoritariamente se encuentran en la pasta; su composición química corresponde a augita-salita (análisis 3 y 4 de tabla 2) y su rango de variación está expresado en la figura 5.

La plagioclasa se presenta también en fenocristales y, fundamentalmente, como microcristales en la pasta; su composición varía entre andesina y labrador como se refleja en los análisis 11 y 12 (tabla 2). En los piroclastos y escorias de los conos de cinder abundan las grandes plagioclasas (hasta 1-2 cm), con bordes redondeados e inclusiones de apatito tabulares.

La hornblenda se presenta en cristales pequeños alotriomorfos de color marrón y es más bien escasa salvo en determinados afloramientos escoriáceos como el volcán de Montaña Negra.

Como xenocristales son frecuentes los ortopiroxenos en cristales de tamaño variable pero siempre con bordes muy reaccionados en donde crecen pequeños cristales de clinopiroxeno y opacos. Los xenocristales de cuarzo son pequeños y alotriomorfos. Los xenocristales más frecuentes corresponden a plagioclasas con bordes reaccionados que generan plagioclasas y opacos abundantes, feldespato potásico y anortoclasa.

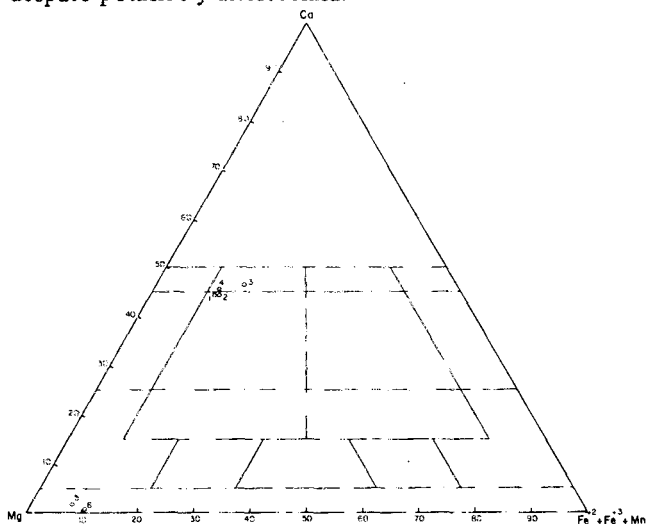


Figura 5.— Proyección de los piroxenos analizados (Tabla 2) en el triángulo Ca-Mg-Fe.

Traquitas

El único yacimiento de estas rocas que se encuentra en la región es el de Vilacolum; se trata de un afloramiento muy destruido y parcialmente enterrado por sedimentos recientes que debe corresponder a un pitón en el que pueden distinguirse las fases brechoides de borde o techo. La roca tiene textura traquítica, con fenocristales de feldespato alcalino (Análisis 14, tabla 2), apatito, biotita (muy alterada), augita (Análisis 2, tabla 2) con borde egirínico en una matriz microcristalina con cristales de feldespato alcalino y opacos.

Enclaves

La mayor abundancia y variedad de enclaves ocurre en las escorias basálticas y en menor proporción en las

TABLA 2

Análisis químicos * de los principales minerales de rocas volcánicas de Cataluña

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	52.59	48.20	46.14	46.71	54.50	41.22	43.39	41.61	39.52	65.01	51.14	57.82	70.06	65.64
Al ₂ O ₃	1.44	5.59	7.75	6.91	2.49	0.15	—	—	—	19.25	29.54	25.31	5.62	19.10
FeO	7.30	7.75	8.91	6.98	5.38	9.32	8.52	8.31	13.88	—	—	—	7.29	—
MnO	—	—	—	0.15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	15.66	14.97	11.74	13.76	35.42	46.67	50.76	49.63	47.03	—	—	—	1.58	—
CaO	22.52	21.38	20.64	20.81	1.09	0.17	—	—	—	1.77	13.36	8.53	0.68	0.70
Na ₂ O	0.46	0.51	0.65	0.62	—	—	—	—	—	7.98	3.67	6.82	2.70	5.96
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7.70	—	0.68	4.44	8.14
TiO ₂	0.72	1.36	1.36	1.51	0.18	—	—	—	—	—	—	—	0.93	—
TOTAL	100.69	99.76	97.24	97.45	99.06	97.53	102.67	99.55	100.43	101.71	97.71	99.16	93.30	99.54
Si	1.9369	1.8139	1.7768	1.7809	1.8981	1.5417	1.0223	1.0128	0.9822	10.6280	9.4881	10.4917	1.2822	11.8833
Al	0.0625	0.2482	0.3522	0.3110	0.1023	0.0066	—	—	—	3.7154	6.4707	5.4226	0.2161	4.0753
Fe	0.2249	0.2441	0.2872	0.2228	0.1567	0.2917	0.1680	0.1693	0.2888	—	—	—	0.7875	—
Mn	—	—	—	0.0048	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0.8615	0.8415	0.6753	0.7837	1.8429	2.6078	1.7868	1.8048	1.7464	—	—	—	0.0767	—
Ca	0.8892	0.8626	0.8521	0.8508	0.0407	0.0067	—	—	—	3.1022	2.6578	1.7435	0.0237	0.1349
Na	0.0328	0.0370	0.0482	0.0454	—	—	—	—	—	2.5290	1.3188	2.0702	0.2702	2.0908
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.6072	—	0.2076	0.1844	1.8799
Ti	0.0199	0.0263	0.0394	0.0432	0.0047	—	—	—	—	—	—	—	0.0227	—

- 1.- Augita (I.G. 187)
- 2.- Augita (I.G. 164)
- 3.- Salita (I.G. 185)
- 4.- Salita (I.G. 187)
- 5.- Clinostatita (I.G. 174)
- 6.- Enstatita (I.G. 174)
- 7.- Chrysolita (I.G. 174)

- 8.- Chrysolita (I.G. 179)
- 9.- Chrysolita (I.G. 187)
- 10.- Anortoclasa (I.G. 187)
- 11.- Plagioclasa (I.G. 187)
- 12.- Andesina (I.G. 184)
- 13.- Agregado mineral (I.G. 185)
- 14.- Anortoclasa (I.G. 164)

* Efectuados con microsonda

coladas, apareciendo también en las rocas traquíticas de Vilacolum. Esta abundancia y variedad de enclaves guarda lógicamente relación con los materiales plutónicos, metamórficos y sedimentarios que el magma ha tenido que atravesar hasta su salida al exterior.

Los enclaves más abundantes son las rocas plutónicas ácidas similares a las que se encuentran en superficie, es decir granodioritas, adamellitas, granitos, aplitas y pegmatitas, aunque en un grado de transformación muy variable hasta llegar a un resto feldespático. Los volcanes San Dalmai y Roca Negra son muy ricos en este tipo de enclaves. En la Banya del Boix además de rocas plutónicas aparecen rocas metamórficas (pizarras) de la misma naturaleza que las rocas que constituyen la base paleozoica del edificio volcánico.

Los enclaves básicos y ultrabásicos son menos abundantes que los ácidos, pero frecuentes también en los volcanes de Banya del Boix, Traitor y especialmente Roca Negra.

Además de estos enclaves plutónicos y metamórficos se encuentran enclaves de rocas sedimentarias de la covertera, constituida principalmente por calizas, margas, areniscas, etc., materiales que en general están poco o nada afectados por metamorfismo de contacto, con modificaciones minerales no apreciables.

Los enclaves plutónicos de composición ácida e intermedia, (granodioritas, adamellitas, granitos, aplitas y pegmatitas), pueden alcanzar dimensiones de hasta 1,5 metros, aunque lo normal es que su tamaño no exceda de los 20 cm. En muchos de estos enclaves, la transformación es escasa o nula y mantienen su mineralogía original con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (en general zonada con valores que oscilan desde 26 a 41% de An, dominando el de 30%), biotita, opacos, apatito, esfena, zircón. El grado extremo de transformación es un agregado de plagioclasa con numerosos huecos y restos de opacos, siendo la biotita el primer mineral en alterarse, por una transformación total en opacos, siguiendo la desaparición del feldespato potásico, hasta quedar normalmente un agregado de cuarzo y plagioclasa (ya se indicó anteriormente que los xenocristales de cuarzo y plagioclasa eran frecuentes en las rocas basálticas). En los bordes de reacción de un enclave de adamellita se observó la generación de feldespato potásico y clinopiroxeno; ambos minerales fueron analizados (Análisis 10 y 1, tabla 2) correspondiendo a anortoclasa y augita. Se realizaron asimismo determinaciones geotermométricas (Davis y Boyd, 1966) sobre los minerales generados en este borde de reacción, obteniéndose temperaturas de 1.030°, que son próximas a las temperaturas de 1.020° determinadas para la roca de caja.

Los enclaves de rocas metamórficas que se han encontrado en las proximidades del Volcán Banya del Boix y en el aglomerado de Font de La Torre, corresponden a materiales pizarrosos. La paragénesis original es cuarzo, clorita, moscovita, opacos y cristales de calcita con sombras de presión; el proceso térmico experimentado da origen a fenómenos débiles de oxidación y sericitización, aunque en ocasiones han llegado a formarse fibrolita y andalucita. Además de las pizarras aparecen enclaves de caliza, margas, areniscas, etc. que son los materiales aflorantes de la zona, correspondientes al Terciario y que en general, no han experimentado ninguna transformación, ni llega a apreciarse recristalización en ningún mineral.

Los enclaves de rocas plutónicas básicas aparecen en mayor cantidad en los volcanes Roca Negra, Sant Dalmai y Traitor. Se trata de gabros, websteritas, clinopiroxenitas, lherzolitas, noritas, etc. Los más abundantes son los de tipo websterita con clinopiroxeno y ortopiroxeno como minerales esenciales (transformándose frecuentemente a hornblenda) y accesorios como plagioclasa (anortita), biotita y opacos. En la tabla 2 aparecen reflejadas las composiciones de dos piroxenos de este tipo de rocas (Análisis 5 y 6) que corresponden a enstatita y clinoenstatita.

En los enclaves lherzolíticos, es típica la asociación olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno junto a algún accesorio como espinela. También se encuentran noritas con plagioclasa cálcica y ortopiroxeno, este último con bordes reaccionados de opacos y clinopiroxeno. Finalmente están los gabros de tipo hiperítico con clinopiroxeno, ortopiroxeno (con bordes de reacción a opacos), anortita, hornblenda, biotita y opacos.

Geoquímica

La uniformidad geoquímica (elementos mayores y menores, tabla 3), parece el carácter más relevante de las rocas estudiadas, que pertenecen a una asociación típica alcalina con términos básicos fuertemente subsaturados (fig. 6) sin rasgos diferenciales acusados, aunque se aprecie un contenido en potasio ligeramente alto (fig. 7).

Las variaciones geoquímicas y mineralógicas más relevantes entre las rocas básicas, corresponden a los primeros estadios de una incipiente evolución magmática (figs. 8 y 9). Las muestras que corresponden a las lavas masivas (1, 2, 9, 14, 24, 25, 26 y 27, tabla 3) podrían definir la tendencia inicial de una diferenciación cuyos términos extremos estarían representados por la traquita de Vilacolum pese a la ausencia de términos intermedios que confirmen esta línea evolutiva del magma. En cuanto a las rocas (10, 15, 21, tabla 3) que reflejan una posible desviación de la tendencia señalada, son de carácter piroclástico o contienen enclaves (especialmente ácidos, graníticos) en diverso grado de asimilación. En estas últimas muestras podría destacarse una dispersión algo fuerte de los álcalis, especialmente del K_2O , sobre todo para

los valores relativos a las muestras con contenido en SiO_2 entre 45 y 46, e índice de diferenciación entre 30 y 34; esta circunstancia conlleva la aparición de una pendiente superior a lo normal en las series alcalinas, para la hipotética línea de correlación álcalis/I.D. (fig. 9).

No se aprecian contrastes petrológicos importantes, que puedan relacionarse con la distribución espacial o temporal de las rocas volcánicas estudiadas. No obstante, las escasas diferencias geoquímicas permitirían identificar tres grupos de rocas en la tabla 3: (1, 2), (9, 14) y (24, 25, 26, 27) que coinciden respectivamente con las unidades clásicas de l'Empordà, Garrotxa, La Selva, y con las bandas o "escalones" establecidas en el modelo estructural, anteriormente expuesto. Este mismo agrupamiento parece reflejarse también en los datos preliminares de las relaciones isotópicas del Sr (tabla 4).

Las muestras de la unidad de la Garrotxa (9, 14,...) que corresponden al volcanismo más reciente, presentan la mayor alcalinidad. Las muestras de l'Alt Empordà (1, 2) corresponden a los tipos menos alcalinos, junto a las de La Selva. Esta circunstancia podría también estar condicionada por la pérdida de álcalis debido a fenómenos de alteración de la roca, pero tal posibilidad no concuerda con las variaciones en el contenido de TiO_2 , elemento relativamente estable en los procesos de alteración.

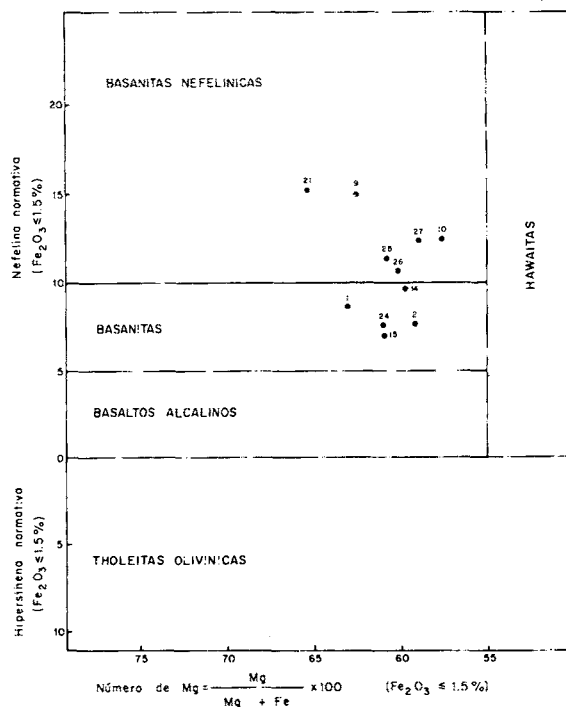


Figura 6.— Clasificación geoquímica de las rocas básicas alcalinas. (CAT 1. . 27, ver Tabla 3).

El hecho de que la evolución magmática que refleja la variación geoquímica en el triángulo AFM (fig. 10), sea muy limitada indica que los magmas básicos de Catalunya alcanzaron rápidamente la superficie, sin detenerse en cá-

maras intermedias poco profundas; la excepción es el episodio traquítico de Vilacolum, entre cuya composición y la de las rocas básicas existe una gran laguna, pese a la cual parece lógico establecer una relación genética, ya que la traquita tiene un quimismo compatible con el de un líquido residual de los magmas menos alcalinos de Catalunya, que corresponden al volcanismo mioceno de l'Empordà. La proyección Ti/100-Zr-Y (fig. 11) permite incluir la serie en los términos basálticos de un magmatismo de intraplaca, lo cual también resulta obvio considerando su marco geológico.

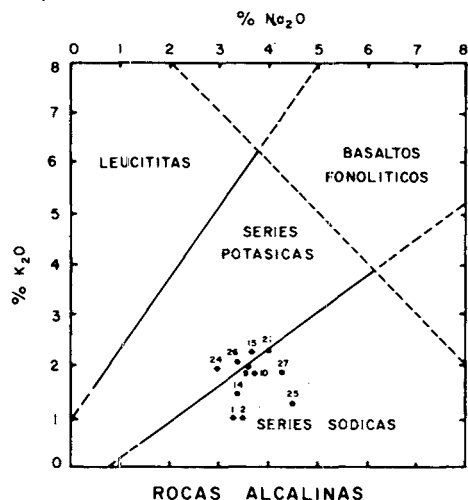


Figura 7. -- Diagrama de la relación entre álcalis.

Petrogénesis

El conjunto de enclaves básicos (noritas, gabros, clinopiroxenitas, websteritas, ... etc.) presenta una composición mineral sin relación alguna con la del magma basáltico que los engloba. Estas rocas son transportadas a la superficie por el magma básico, siendo digeridas en algunos casos, como atestiguan los restos de ortopiroxeno xenolítico, frecuentes tanto en las coladas como en las escorias. Aunque son numerosos los enclaves de rocas plutónicas ácidas e intermedias e incluso de rocas sedimentarias, se observa escasa asimilación y no es probable que hayan producido cambios en el quimismo del magma original por este fenómeno.

El espesor cortical en esta zona (Gallart et al., 1980), varía desde 50 km en la zona axial pirenaica, a 22 km en el Mediterráneo, alcanzando 28 km debajo de los materiales paleozoicos en la depresión central catalana. Estos datos indican que una generación del magma por fusión parcial en el manto superior, hay que situarla por lo menos a 30 km de profundidad, ya que las relaciones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} de estas rocas (tabla 4) tienen valores comprendidos entre 0,703 y 0,704, que estarían de acuerdo con su procedencia de material subcortical.

Se observan algunas diferencias en la composición isotópica, en particular las dos muestras de la zona de l'Empordà resultan claramente más radiogénicas que las rocas

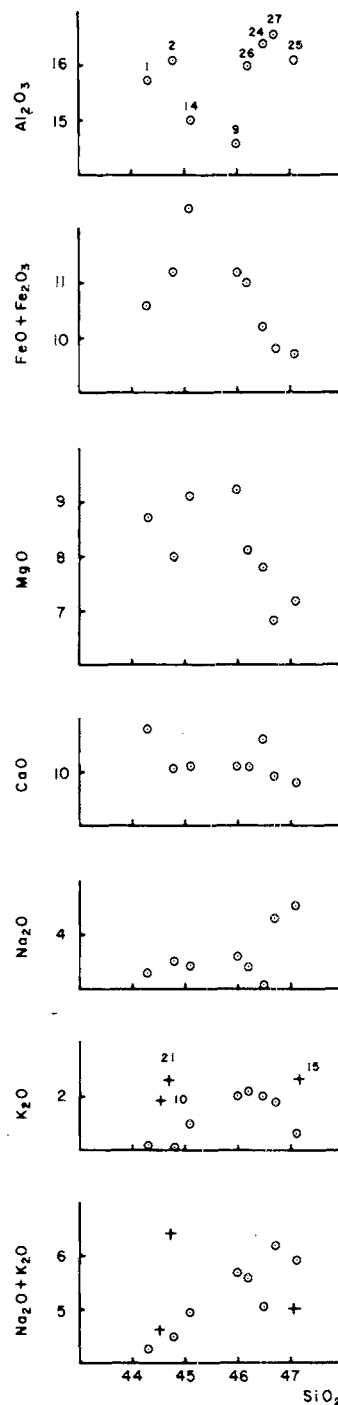


Figura 8. -- Relaciones óxidos/sílice.

TABLA 3

Análisis químicos y Normas CIPW de rocas volcánicas neógenas y cuaternarias de Cataluña

	CAT-1	CAT-2	CAT-4	CAT-9	CAT-10	CAT-14	CAT-15	CAT-21	CAT-24	CAT-25	CAT-26	CAT-27
Si ₂	44.30	44.80	59.70	46.00	44.50	45.10	47.20	44.70	46.50	47.10	46.20	46.70
Al ₂ O ₃	15.75	16.10	16.85	14.60	15.90	15.00	14.90	15.55	16.40	16.10	16.05	16.55
Fe ₂ O ₃	2.87	3.20	2.85	3.75	3.95	3.76	3.19	3.75	4.11	3.06	3.88	2.98
FeO	7.71	8.05	3.37	7.48	8.10	8.64	8.10	7.08	6.14	6.65	7.14	6.91
MnO	0.18	0.18	0.14	0.17	0.19	0.18	0.20	0.19	0.16	0.17	0.17	0.15
MgO	8.72	7.98	1.23	9.21	8.08	9.16	8.61	9.97	7.83	7.17	8.14	6.79
CaO	10.86	10.19	3.76	10.12	9.87	10.14	8.30	8.90	10.69	9.83	10.13	9.94
Na ₂ O	3.34	3.52	6.72	3.61	3.69	3.42	3.68	4.03	3.04	4.56	3.45	4.32
K ₂ O	1.05	0.98	3.65	2.09	1.96	1.53	2.34	2.38	2.00	1.35	2.12	1.89
TiO ₂	2.12	2.39	0.98	2.50	2.75	2.61	2.71	2.48	2.45	2.03	1.83	1.84
P ₂ O ₅	0.43	0.39	0.31	0.36	0.43	0.26	0.39	0.58	0.31	0.24	0.23	0.27
P.F.	2.65	2.40	0.65	0.35	0.45	0.50	0.30	0.55	0.65	1.90	0.85	1.80
TOTAL	99.55	99.79	99.90	99.88	99.44	100.04	99.53	99.53	99.97	99.92	99.96	99.82
Or	6.21	5.79	21.57	12.35	11.58	9.04	13.83	14.07	11.82	7.98	12.53	11.17
Ab	13.41	17.73	55.18	11.33	10.71	12.58	18.47	8.80	15.12	19.29	11.62	14.72
An	24.89	25.24	5.04	17.47	21.04	21.07	17.23	17.32	25.21	19.48	22.06	20.19
Ne	8.05	6.53	0.91	10.41	11.11	8.86	6.86	13.70	5.75	10.45	9.52	11.83
Di	20.98	18.33	9.52	24.29	20.17	22.14	17.20	18.35	20.49	22.27	21.48	22.07
Ol	14.59	13.90	0.63	13.02	12.86	15.10	15.35	15.83	9.92	9.94	12.95	9.92
Mt	4.16	4.64	4.13	5.44	5.73	5.45	4.62	5.44	5.96	4.44	4.18	4.32
Ilm	4.03	4.54	1.86	4.75	5.22	4.96	5.15	4.71	4.65	3.86	3.48	3.49
Ap	1.00	0.90	0.72	0.83	1.00	0.60	0.90	1.34	0.72	0.56	0.53	0.63
I.D.	27.67	30.05	77.66	34.09	27.31	30.48	39.16	36.57	32.69	37.72	33.67	37.72
Elementos menores (p.p.m.)												
Cr	335	309	8	196	134	162	351	293	177	302	390	171
Ni	240	218	59	204	155	173	340	322	173	263	182	137
Co	61	59	24	72	80	82	84	62	64	54	61	70
Zr	189	187	457	177	163	159	232	301	210	199	139	202
Nb	145	92	210	66	71	43	94	97	89	105	73	92
Y	32	29	32	31	35	28	33	35	34	31	28	37
Rb	33	30	102	49	36	31	54	63	54	45	67	74
Sr	1310	1330	1250	705	830	635	905	930	760	755	640	920
Ba	1090	815	1520	785	780	560	1040	840	865	1370	965	1065

CAT-1.- Colada básica (Rupià). I.G. 162
 CAT-2.- Colada básica (Rupià). I.G. 163
 CAT-4.- Pitón traquítico (Vilacolum). I.G. 165.
 CAT-9.- Colada básica (St. Joan les Fonts). I.G. 168.
 CAT-10.- Bomba básica (St. Pau). I.G. 169.
 CAT-14.- Colada básica (St. Feliu de Pallerols). I.G. 173.

CAT-15.- Bomba básica (Banya del Boix). I.G. 174.
 CAT-21.- Lava básica (Adri). I.G. 180.
 CAT-24.- Colada básica (L'Esparra). I.G. 183.
 CAT-25.- Colada básica (Massanet). I.G. 184.
 CAT-26.- Lava básica (Hostalric). I.G. 185
 CAT-27.- Lava básica (St. Corneli). I.G. 186.

plioceno-cuaternarias de Olot, más parecidas en este parámetro a sus afines de Campos de Calatrava (0,7036 en Ancochea y del Moro, 1981). El alto contenido en Sr de estos magmas y el breve tiempo de residencia en el interior de la corteza continental, sugerido por la naturaleza básica y fisural del volcanismo, hacen muy improbables los efectos de contaminación. Las diferencias isotópicas observadas reflejan por lo tanto una posible heterogeneidad en la fuente profunda de los magmas o la actuación de mecanismos de desequilibrio en los procesos de fusión que los han generado.

En estas rocas, muy ricas en Sr, las relaciones isotópicas de este elemento son menos significativas que las de K/Rb (fig. 12) para determinar una posible contaminación cortical, que parece evidente en la roca CAT. 27, muy rica

por otra parte en xenolitos graníticos que aparecen semidigeridos. En general, sólo las rocas cuaternarias de Catalunya, como las terciarias de Campos de Calatrava, presentan una relación K/Rb normal -426^{+48} en basaltos alcalinos continentales (Abbot, 1967), mientras que en las rocas terciarias catalanas esa relación es más baja.

Si consideramos las dataciones radiométricas existentes, podrían interpretarse los afloramientos volcánicos de l'Empordà como asociados al escalón más alejado del núcleo, cuya actividad, en cuanto a generación de magmas, cesó en el Mioceno. Los procesos geodinámicos se acentúan más tarde en zonas internas y próximas al núcleo estable, localizándose la máxima actividad en su borde E y SE (La Selva). Finalmente, en épocas muy recientes, se vuelve a localizar la actividad en zonas algo

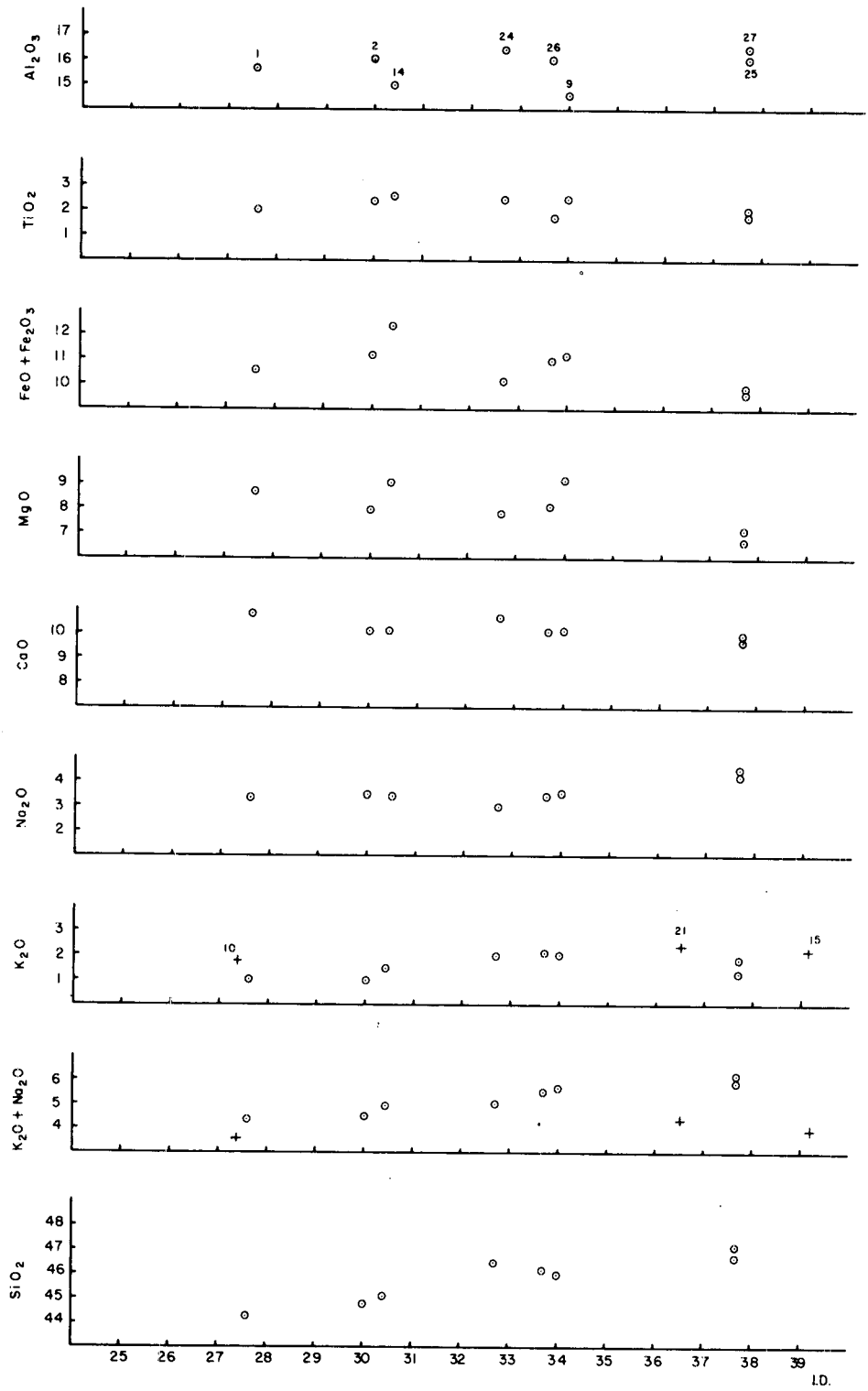


Figura 9.- Relaciones óxidos/índice de diferenciación.

TABLA 4

Relaciones isotópicas

Roca	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1$	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
CAT 4 Traquita	$0,70400 \pm 3$	94	1142	0.24
CAT 1 Basanita	$0,70441 \pm 4$	33.6	1424	0.07
CAT 9 Basanita	$0,70385 \pm 5$	52	832	0.18
CAT 14 Basanita	$0,70363 \pm 2$	31.6	737	0.12
CAT 24 Basanita	$0,70362 \pm 2$	58	867	0.19
CAT 27 Basanita	0.70353 ± 6	77	1017	0.22

Analista: S. Tonarini

más internas y en el borde Norte del núcleo paleozoico, donde se reactiva la fosa de La Garrotxa con un intenso volcanismo cuaternario y con la presente actividad sísmica.

En resumen, la petrología, con los datos geoquímicos, junto al cuadro geológico general del volcanismo catalán, sugieren claramente que el proceso eruptivo está relacionado con fenómenos de tectónica distensiva que han interesado a una placa continental. Los fenómenos tectónicos que han provocado este volcanismo, son obviamente los mismos que han originado las estructuras en "graben" de Catalunya. La alcalinidad de los magmas y la discontinuidad espacial y temporal del fenómeno volcánico podrían enmarcarse en el modelo de un rift embrionario, con escasa atenuación litosférica, del tipo "frío" o de baja volcánicidad, tal como lo definen Barberi et al. (1981). Este volcanismo aparece así como un fenómeno puntual asociado a fases distensivas y a movimientos verticales de intraplaca, que probablemente sean el reflejo de la dinámica horizontalista de los inmediatos bordes mediterráneo y pirenaico de la placa Ibérica.

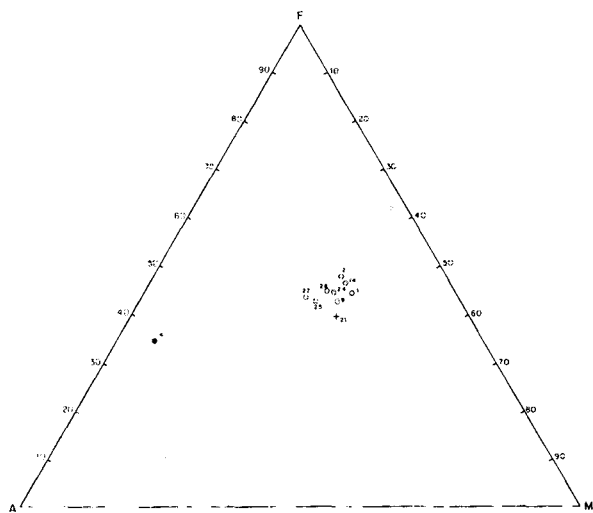


Figura 10.— Proyección de las rocas analizadas en el triángulo AFM.

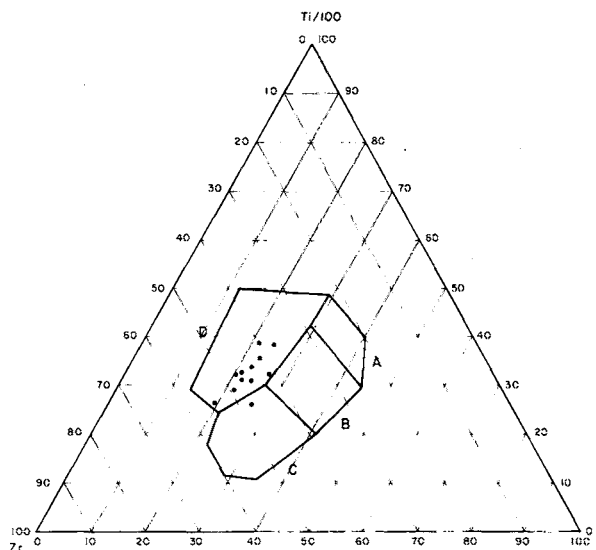


Figura 11.— En este diagrama Ti/100 Zr-Y (Pearce, Cann, 1973), todas las muestras se proyectan en el campo D (WPB-basaltos de intraplaca), excepto la CAT-27 que lo hace en el campo C (CAB. basaltos calcoalcalinos).

MARCO GEODINAMICO DEL VOLCANISMO NEOGENO-CUATERNARIO DE CATALUNYA: SISTEMA DE RIFTS DEL OESTE DE EUROPA Y MEDITERRANEO OCCIDENTAL

Una vez definido como "de intraplaca" el volcanismo catalán, parece lógico que analicemos sus relaciones con el volcanismo contemporáneo, de la misma naturaleza, en la placa euro-asiática. La uniformidad geoquímica, limitada a tipos basaníticos, permite además una comparación directa con los mismos términos petrológicos (tabla 5) de algunas series magmáticas que caracterizan a los Campos de Calatrava y fosa de Cartagena (España), Macizo Central y fosas de Limagne y Ródano (Francia), fosas del Rin (Alemania) y de Bohemia (Checoslovaquia), etc. Asimismo, podemos extrapolar la comparación al Mediterráneo Oriental, donde los rifts del Jordán y Mar Muerto, enlazan con la evolución geodinámica del sistema afro-arábigo de rifts. Por otra parte, es interesante también que intentemos relacionar las fases distensivas que originaron el volcanismo catalán, con otros episodios coetáneos en el ámbito geodinámico del Mediterráneo Occidental.

Quizás por falta de datos, las depresiones neógenas de Catalunya no han sido estudiadas como integrantes del sistema de rifts que, desde el Mediterráneo, se prolongan hasta Europa Central, o hasta el Norte europeo si consideramos los paleorifts (Ramberg y Neumann, 1977). Las fosas que jalonan el citado sistema de rifts tienen características tectónicas y magmáticas muy semejantes a las que hemos referido en este trabajo y a las que presentan otras fosas neógenas españolas, aunque el volcanismo

TABLA 5

Medias de análisis químicos y norma CIPW de rocas basaníticas

Análisis promediados	1 (2)	2 (5)	3 (5)	4 (2)	5 (3)	6 (53)	7 (79)	8 (19)	9 (15)	10 (3)
Límite edad m.a.	2-4	2-4	10	-14	0.5-5	2-4	3-10	0.5	0.5-2	1-6
SiO ₂	43.78	45.64	42.14	43.08	44.45	41.69	43.33	43.45	46.94	46.07
Al ₂ O ₃	12.28	15.37	13.24	15.25	14.69	14.47	12.60	14.00	14.33	15.26
Fe ₂ O ₃	4.31	5.91	5.60	4.88	5.86	4.38	7.21	4.96	-	3.38
FeO	7.21	4.61	6.11	6.54	6.31	6.77	5.94	7.22	9.43	7.34
MgO	10.79	6.66	10.56	9.62	8.28	10.55	10.79	11.10	9.17	8.92
CaO	11.08	9.99	11.24	10.39	10.98	11.06	11.22	9.93	9.08	9.49
Na ₂ O	2.35	4.19	2.93	3.65	3.22	3.08	3.18	3.51	3.62	3.96
K ₂ O	1.47	1.44	1.28	2.22	1.80	1.35	1.13	1.57	1.54	1.12
TiO ₂	2.95	2.51	2.87	2.62	3.34	2.46	2.38	1.41	2.28	1.88
P ₂ O ₅	0.75	0.81	0.65	0.14	-	0.68	0.86	0.42	-	0.63
Or	8.30	8.30	7.20	12.07	10.56	7.78	6.67	8.80	8.89	6.11
Ab	13.55	22.84	9.60	3.01	11.06	5.88	13.81	8.18	16.69	21.09
An	18.90	18.90	19.18	18.90	20.57	21.68	16.68	18.07	18.34	20.85
Ne	3.16	6.64	8.13	14.83	8.48	10.72	6.99	11.46	7.42	6.46
Di	25.05	20.52	25.89	25.00	26.52	23.49	26.48	23.41	21.68	18.25
Ol	14.45	4.90	11.56	11.29	6.78	14.35	11.16	16.73	18.96	15.33
Mt	6.03	8.10	8.12	6.96	8.35	6.26	10.44	7.19	-	4.87
Il	5.47	4.70	5.32	4.86	6.23	4.56	4.40	2.58	4.25	3.49
Ap	1.55	1.50	1.24	0.20	-	1.24	1.86	0.62	-	1.24
I.D.	25.01	37.78	24.93	29.91	30.10	24.38	27.47	28.44	33.00	33.26

1) Ciudad Real (ANCOCHEA y DEL MORO, 1981); 2) Cartagena (SAGREDO, 1972); 3) Graben del Rin (GEHNER y WIMMENAUER, 1975); 4) Forez (HERNANDEZ, 1973); 5) Cheine de la Sioule; 6) Limagne; 7) Cantal; 8) Vivarais; 9) Languedoc (MAURY y VARET, 1980); 10) Rift Jordano (BARBERI et al., 1980).

alcalino se limita a la de Cartagena (2, en tabla 5) y a otros afloramientos de escasa entidad en las islas Columbres y Cofrentes, asociados posiblemente a las profundas fracturas que afectan al zócalo del Levante español, de la misma manera que el volcanismo más complejo de los Campos de Calatrava en Ciudad Real, está asociado a una zona de intensa fracturación, próxima al borde meridional de la Meseta Central española.

Existe una correspondencia estrecha (tabla 5 y figura 13) entre las basanitas catalanas y sus equivalentes y contemporáneas asociadas al sistema de rifts, aunque destaca una menor subsaturación y alcalinidad en las rocas de los Campos de Calatrava, que a su vez son más afines a otros basaltos del Macizo Central francés, no incluidos en la tabla. También los enclaves del mando superior que se encuentran en el Macizo Central francés (Hutchinson et al., 1975) muestran similitudes con los encontrados en la región catalana.

Aunque las rocas basaníticas están presentes en las etapas intermedias de grandes edificios centrales como el del Cantal, son más representativas de las regiones que tienen un volcanismo puntual y disperso, aunque con tendencia fisural; es el caso de las zonas volcánicas de Gerona, Forez, Limagne, Silloun Huillier, Languedoc, Fosa del Rin, y también de la Cuenca de Bohemia (Wimmenauer, 1974). Asimismo, es frecuente (Boudon

y Cantagrel, 1981) que la aparición de leucita modal caracterice los productos finales de un episodio magmático y que en los edificios puntuales se observe un enriquecimiento en potasio, lo que posiblemente relaciona el menor volumen de magma emitido, con un menor grado de fusión parcial en el manto. Este bajo grado de fusión parcial que Gehner y Wimmenauer (1975) deducen del alto contenido de Ba, Zr y Nb en las basanitas del graben del Rin, es todavía más notable en las rocas catalanas que procederían de un magma primario profundo, rico en volátiles y elementos incompatibles, donde a su vez el elevado contenido en Sr descarta las posibilidades de contaminación que han podido aducirse para determinadas rocas del Cantal con relaciones isotópicas Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ de 0,704 (Stettler y Allegre, 1979), equivalentes al de las rocas de l'Empordà (tabla 4) que, como hemos visto, son las más antiguas y sin embargo las menos alcalinas de Catalunya.

Las características magmáticas y en especial la variación (descenso) de la alcalinidad con la madurez del proceso, se relacionan en el graben del Rin y en el Macizo Central francés con adelgazamiento cortical (de 30 a 25 km) y un ascenso del manto, que ha sido relativamente rápido bajo los grandes edificios centrales. La ausencia de este adelgazamiento cortical puede ser responsable de que no exista volcanismo en otras fosas del sistema,

tanto en la Península Ibérica como en el resto de Europa, donde el espesor de la corteza sea superior al que ésta tiene en el borde mediterráneo: 27 km bajo Cartagena y 28 km. bajo Olot (Mezcua et al., Gallart et al., 1980). Un caso excepcional en este aspecto es el volcanismo de los Campos de Calatrava, donde también el flujo térmico es inferior al de Cartagena (2.2 H.F.U.) y por supuesto al de Olot (2.3 H.F.U.), que es el más elevado de la placa ibérica (Albert, 1979). Esta diferencia estructural entre los emplazamientos del volcanismo catalán (Gerona) y el de la meseta (Ciudad Real) puede que sea responsable del contraste geoquímico que citamos al comparar los términos más equivalentes de ambas asociaciones magmáticas, de origen subcortical y sin evidencias de contaminación.

En el caso de las fosas neógenas catalanas, no existe una corteza adelgazada y un ascenso diapírico del manto, como ocurre en la fosa del Rin; ni hay un manto anómalo, también diapírico, como el que parece encontrarse bajo los mayores volcanes del Macizo Central francés (Brousse, 1974; Mauri y Varet, 1980). Tales peculiaridades en el límite corteza-manto, deben explicarse porque en las zonas citadas, los mecanismos que provocan la distensión actuaron desde mucho antes (Cretácico) que lo hicieran en la parte del sistema que afecta la placa ibérica. En efecto, la movilidad prolongada de esta "microplaca", pudo retardar que en su base se produjese el desgaste térmico que favorecería el desarrollo de un eje distensivo.

La actuación de condiciones subcorticales favorables, ha permitido que la distensión se desarrollase con rapidez en Catalunya, cuando cesaron los procesos dominantes (separación y giro del bloque sardo, con expansión y generación de corteza oceánica) y cambiaron las direcciones de los esfuerzos principales en su zona de influencia. Ambos factores concurren hace unos 10 m.a. coincidiendo con una época de gran actividad, que abarca un ámbito más amplio que el Mediterráneo y se refleja en la aparición de nuevas direcciones de esfuerzos que generan o reactivan un sistema de fracturas en el zócalo

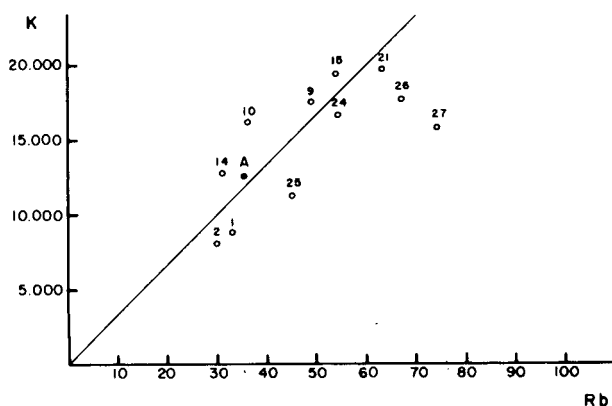


Figura 12.— Relaciones K/Rb: 1-27 (Catalunya, Anal. CAT 1-27, tabla 3), (Campos de Calatrava, Anal. 1, tabla 5).

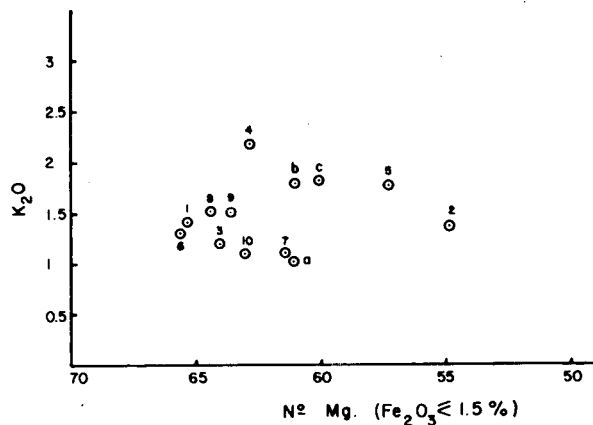


Figura 13.— Relaciones K_2O/nO de rocas basálticas pertenecientes a las asociaciones alcalinas de rifts. 1-10 (ver tabla 5); a (media de los anal. 1 y 2, tabla 3); b (media de los anal. 9 y 14, tabla 3); c (media de los anal. 24, 25, 26 y 27, tabla 3).

estable europeo, con especial trascendencia en su magmatismo neógeno: aparición de grandes volcanes centrales en Francia, dispersión del volcanismo hacia el Este (Fosa de Bohemia) y Sur (Languedoc, Catalunya) y reactivación en otras zonas, que no implica necesariamente una simple emigración hacia el Sur del sistema de rifts. Por otra parte hay que tener en cuenta que la corteza normal bajo l'Empordà era relativamente delgada (menos de 30 km), lo que facilitó su rotura; en este sentido el proceso se parece más al de las fosas generadas en el Mediterráneo Oriental (Jordania) donde el volcanismo final (10, tabla 5) es también más alcalino, como ocurre en Catalunya.

Ya Julivert et al. (1974) hacen notar que la tectónica neógena que da lugar al sistema de fosas del borde mediterráneo español —que sería una parte meridional y tardía del sistema europeo de rifts—, debe responder a un proceso genérico desarrollado a un nivel profundo de la litosfera, lo que explicaría la renegancia de estas fracturas con respecto a sus antecesoras alpinas y hercínicas; así como el que afecten indistintamente a zonas geológicamente dispares.

Finalmente podemos referirnos al marco del Mediterráneo Occidental cuya evolución geodinámica es todavía objeto de discusión (p. ej. Alvarez, 1972; Dewey et al., 1973; Stanley et al., 1974; Araña y Vegas, 1975; Hsu, 1977; Scandone, 1979), aunque la localización de corteza oceánica ha permitido concretar las etapas siguientes más recientes. Se admite que entre los 30 y los 15 m.a., los fenómenos distensivos de la zona estuvieron concentrados en la apertura de las cuencas Balear, Alborán y Provenzal Argelina (A, en fig. 14), con subducción y volcanismo calco-alcalino tanto en Cerdeña como en el SE Español y N de Africa. Al cesar, hace unos 14 m.a., la rotación del bloque sardo-corso, se desarrollaron las fosas y se inicia el volcanismo en las nuevas áreas distensivas generadas a uno y otro lado de

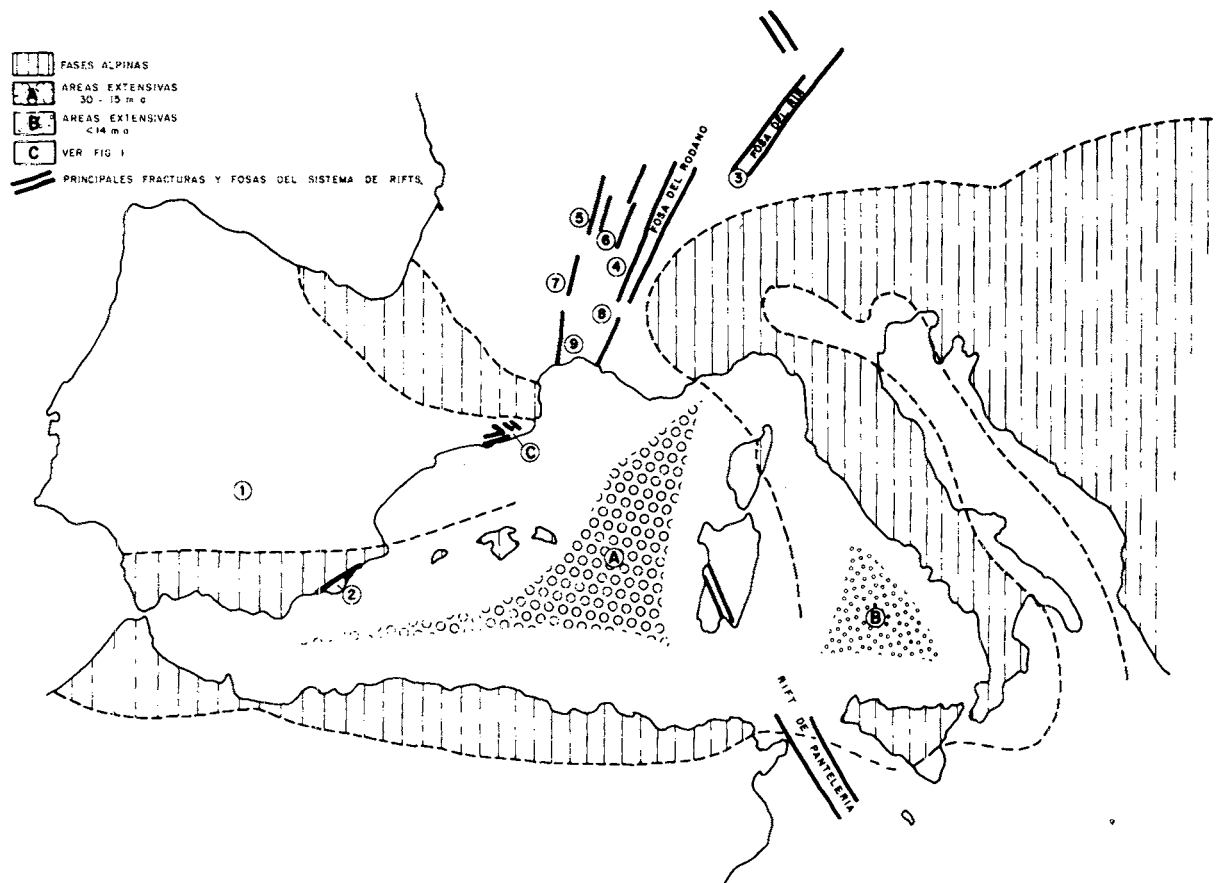


Figura 14.- Esquema geodinámico del Mediterráneo Occidental y emplazamiento de las áreas (1-9) citadas en la tabla 5.

la ya inactiva cicatriz, cuyo eje principal coincidía con el de la actual cuenca Provenzal-Argelina. Una de estas nuevas áreas distensivas (B, en figura 14) da origen, entre 9 y 7 m.a. al rift del Tirreno (14 km de corteza y 3,5 H.F.U.), cuyo volcanismo un tanto anómalo (Barberi et al. 1977) se prolonga hasta el Cuaternario, coincien-

do en algunas fases con el volcanismo basáltico sardo y con los fenómenos distensivos, también pliocenos del margen Apenínico. Las fosas neógenas catalanas (C en fig. 14) y su volcanismo, corresponderían a la misma actividad distensiva que se refleja en otras zonas de la margen occidental de la citada cicatriz.

BIBLIOGRAFIA

- ABBOT, M. J. 1967, "K and Rb in a continental igneous rock suite". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31: 1035-1041.
- ALBERT, J. "El mapa español de flujos caloríficos. Intento de correlación entre anomalías geotérmicas y estructura cortical". *Bol. Geológico y Minero*, 90: 36-48.
- ALSIUS, P. 1874. "Notas sobre los volcanes del Valle de Hostoles y edad de los volcanes de Gerona". *Rev. La Renaixença*, (Gerona)
- ALVAREZ, W. 1972. "Rotation of the Corsica-Sardinia micro-plate". *Nature*, 235: 103.
- ANCOCHEA, E. y DEL MORO, A. 1981. Sr-87/Sr-86 ratios of basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain)". *Estudios Geol.*, 37: 27-33.
- ARAÑA, V. y VEGAS, R. 1975. "Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc." *Tectonophysics*, 24: 197-222.

- BARBERI, F.; BIZOUARD, M.; CAFALDI, G.; FERRARA, G.; GASPARINI, P.; INOCENTI, F.; JORON, J.; LAMBRET, B.; TREUIL, M. ALLEGRE, C. 1977. "Age and Nature of basalts from the Tyrrhenian Abyssal Plain" *D.S.D.P. Ley 42 A. Initial Reports*, Part. I, 509-514.
- BARBERI, F.; CAFALDI, GASPARINI, P.; MARINELLI, G.; SANTACROCE, R.; SCANDONE, R.; TRENCE, M. VARET, J. 1980. "Recent basaltic volcanism of Jordan and its implications on the geodynamic history of the Dead Sea Shear Zone". In *Geodynamic Evolution of the Afro-Arabic Rift. System-Atti Convegna Lincei*, 47. Acc. Naz. Lincei.
- BARBERI, F.; SANTACROCE, E., VARET, J. 1981". Chemical aspects of rifts magmatism". In *Final report of the International Geodynamic Project on Continental and Oceanic Rifts*.

- BOLOS, F. de 1820. "Noticia de los extinguidos volcanes de la Villa de Olot". *Mem. Agric. y Artes Barcelona*, 46 pp.
- BOUDON, G. Y CANTAGREL, J.M. 1981. "Donnés géochronologiques sur quelques laves a leucite des planezes du Cantal". *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 1981, 5-6: 171-174.
- BROUSSE, R. 1974. "Le volcanisme en France." *Rev. de la Haute Auvergne*, 44: 221-242.
- CADILLAC, M. 1979. "Téledetection et géologie. Essai d'utilisation des images landsat dans les Pyrénées, le Bassin de l'Ebre et la Catalogne". T.I. Thèse Univ. P. Sabatier. Toulouse, 187 pp.
- CALDERON, S. 1906. "Memoria sobre las formaciones volcánicas de la provincia de Gerona. Parte general." *Mem. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 4: 183-288
- CAZURRO, M. 1906. "Memoria sobre las formaciones volcánicas de la provincia de Gerona." *Mem. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 4: 288-408.
- CHEVALIER, M. 1914. Note preliminaire sur la géologie de la Catalogne orientale." *Bull. Soc. Geol. France*, 14: 157-178.
- CHEVALIER, M. 1928. "Contribution a l'etude du volcanisme en Catalogne." *C.R. XIV Congr. Geol. Intern.*, 4: 1453-1493.
- COY-ILL, R. GUNN, B.M. y TRAVERIA-CROSS, A. 1974. "Geochemistry of the Catalanian Volcanics, Spain." *Acta Geol. Hisp.*, 9: 127-132.
- DAVIS, B.T.C. y BOYD, E.R. 1966. "The join $Mg_2Si_2O_6$ $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars Pressure and its application to pyroxenes from kimberlites." *Jour. Geophys. Res.*, 71: 3567-3576.
- DEWEY, J.F.; PITTMAN, W.C.; RYAN, W.F. y BONNIN, J. 1973. "Plate tectonics an the evolution and the Alpine System". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 3137-3180.
- DONVILLE, B. 1973a. "Ages K-Ar des vulcanites du Haut Ampurdan (NE de l'Espagne). Implications stratigraphiques". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 276: 2497-2500.
- DONVILLE, B. 1973b. "Ages K-Ar des vulcanites du Bas Ampurdan" *C.R. Acad. Sci. Paris* 276: 3253-3256.
- DONVILLE, B. 1973c. "Ages. K-Ar des roches volcaniques de la depresión de La Selva (NE de l'Espagne)." *C.R. Acad. Sci. Paris*, 277
- FERNANDEZ NAVARRO, L. 1906. "Memoria sobre las formaciones volcánicas de la provincia de Gerona. Parte petrográfica." *Mem. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 4: 409-482.
- FONTBOTE, J.M. 1954. Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Penedés con la cordillera prelitoral catalana y con la depresión del Ebro." *R. Soc. Española Hist. Nat.* (Tomo Ext. homenaje E. Hernández-Pacheco), 281-310.
- FONT I SAGUE, N. 1907. L'andesita anfíbolica de Vilacolum (Empordà)". *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 4: 58-63.
- GALLART, J.; DAINGNIERFS, M.; BANDA, E.; SURIÑACH, E. y HIRN, A. 1980. "The eastern Pyrenean domain. Lateral variations at crust-mantle level." *Ann. de Geophysique*, 36: 141-158.
- GEHNER, P. y WIMMENAUER, W. 1975. "Geochemical studies on igneous rocks of the Rhine Graben region (Germany)". *N. Jb. Miner. Mh.*, (2): 49-56.
- HERNANDEZ, J. 1972. "Le volcanisme tertiaire des monts du Forez." *Bull. Soc. fr. Min. Cristallog.*, 96: 303-312.
- HSÜ, K.J. 1977. "Tectonic evolution of the Mediterranean Basins in A.E.M. Nairn, W. Kanés and F.S. Stheli (Ed). *The ocean basin and margins*, 44-49.
- HUTCHINSON, R.; CHAMBERS, A.L., PAUL, D.K. y HARRIS, P.G. 1975. "Chemical variations among French ultramafic xenoliths, evidence for a heterogeneous upper mantle". *Mineral Mag.*, 40: 153-170.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. 1974. "Memoria del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *Inst. Geol. Min. España*. 1974: 133 pp.
- LLOPIS, N. 1946. "Los movimientos corticales intracuaternarios del NE de España". *Estudios Geol.*, 3: 181-236.
- MALLARACH I CARRERA, J.M. 1978. "Contribució a l'estudi de la zona volcànica de l'alta conca del Fluvià." *Revista de Girona*, 82: 73-87.
- MARCET RIBA, J. 1948 "Períodos eruptivos de la provincia de Gerona". *Estudios Geol.*, 9: 189-217.
- MASACHS ALAVEDRA, V. 1950. "Aportación a una revisión del volcanismo gerundense." *Libro Jubilar Inst. Geol. Min. España*, 1: 2-45.
- MAURY, R.C. y VARET, J. 1980. "Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. In A. Autran et J. Dercourt (Ed) Evolution Geologique de la France. 26 Congr. Geol. Int. colloque C7. *Mem. B.R.G.M. Fr.*, 107: 137-159.
- MEZCUA, J.; BANDA, E.; ANSORGE, J.; y UDIAS, A. 1977. "Resultados e interpretación de los perfiles sísmicos en el Sur de la Península Ibérica. En: A. Udias, Perfiles Sísmicos Profundos en España 1974-1975 I.G.N., 61-82.
- PALLI BUXO, LL 1981. "El vulcanismo de las comarcas de Gerona" (Mapa).
- PEARCE, J.A. y CANN, J.R. 1973. "Tectonic setting of basic volcanic rock determined using trace elements analyses". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- RAMBERG, I.B. y NEUMANN, E.R. 1977. "Paleorift Systems-Introduction. In Neumann and Ramberg, eds. *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts*. 19-27.
- SAGREDO, J. 1972. "Enclaves periodíticos encontrados en los afloramientos basálticos al NW de Cartagena." *Estudios Geol.*, 28: 119-135.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. y MARCET RIBA, J. 1926. "Región volcánica de Olot." *XIV Congr. Geol. Intern. Exc. C-4*, 39-64 y 140-216.
- SAPPER, K. 1904". Die Katalonischen vulkane." *Zeitschrift der Deutsche Geologisches Gessellschaft*, 56: 240-248.
- SCANDONE, P. 1979. "Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc. *Boll. Soc. Geol. It.*, 98: 27-34.
- SCHRIEL, W. 1929. "Der geologische Bau des Katalonischen Kustengerbirge Zwischen Ebromündung Ampurdán". Trad. por M. San Miguel de la Cámara. *Publ. Alem. Geol. Esp.*, 1: 103-168 (C.S.I.C.).
- SERRA RAVENTOS, J. y GOT, H. 1974. "Resultados preliminares de la campaña marina realizada en el precontinente catalán entre los cañones de la Fonera y Blanes." *Acta Geol. Hisp.*, 9 (3): 73-80.
- SOLE SABARIS, L. 1962." Observaciones sobre la edad del volcanismo gerundense". *Mem. R. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona*, 34: 359-372.
- SOLE SUGRANES, L. 1978. "Alineaciones y fracturas en el sistema catalán según las imágenes Landsat-1". *Tecniterrae*, 22: 6-16.
- STANLEY, D.J.; GOT, H.; LEENHARDT, O. y WEILER, Y. 1974. "Subsidence of the western Mediterranean Basin in Pliocene-Quaternary Time: Further evidence." *Geology*, 16: 345-350.
- STAUB, R. 1926. "Gedanken zur tektonik Spaniens". *Vierteljahr. Naturforsch. Gessell. Zurich*. (Trad. Cast. Carbonell T, 1927, *R. Acad. C.E.A. y N.L.* Córdoba, 83 pp).
- STETTLER, A. y ALLEGRE, C.J. 1979. "86-Rb/87-Rb constraints on the genesis and evolution of the continental volcanic system Cantal (France)". *Earth Planet. Sci. Letters*, 44: 269-272.
- TOUTNON, J. 1968. "Le volcanisme de la province de Gerona". These 3^e cycle, París, 120 pp.
- WASHINGTON, H.S. 1907. "Catalan volcanoes and their rocks". *Amer. Jour. Sci.*, 24: 217-242.
- WIMMENAUER, W. 1974. "The alkaline province of Central Europe and France. In H. Sorensen (Edit.). *The Alkaline Rocks*. J. Willey and Sons London, 238-270.

Recibido 9 Febrero, 1983