

## EL CAMPO VOLCÁNICO CATALÁN

### *The Catalan volcanic field*

Lluís Pallí y Albert Pujadas (\*)

#### **RESUMEN:**

*El Campo Volcánico Catalán, localizado en el nordeste de la península Ibérica, se formó durante el neógeno y el cuaternario. Está constituido por las zonas volcánicas del Empordà, la Selva y la Garrotxa, siendo en esta última donde, por su modernidad, se conserva mejor la morfología volcánica.*

*En este artículo se exponen las características generales de las rocas volcánicas, cual fue la actividad eruptiva que las generó y la morfología de los edificios volcánicos resultantes. Finalmente, se proponen unos afloramientos a visitar.*

#### **ABSTRACT:**

*Catalan volcanic field, in Iberian Peninsula Northeast, has been made during Neogene and Quaternary. It is made up Empordà, la Selva and la Garrotxa Zones, the best volcanic morphology is in the last one because is the most recent.*

*In this paper we explain the volcanic rocks general characteristics, what eruption activity generate it and the final volcanic edifice morphology. Finally, we propose some crops to visit.*

**Palabras clave:** *Campo volcánico Catalán, actividad efusiva, estromboliana y freatomagmática, Garrotxa.*

**Keywords:** *Catalan volcanic field, effusive, strombolian and phreatomagmatic activity, Garrotxa.*

## INTRODUCCIÓN

Las rocas neógeno-cuaternarias que forman el campo volcánico Catalán (CVC) constituyen uno de los rasgos singulares de la geología del nordeste de la Península Ibérica. Estos materiales se encuentran repartidos en tres zonas volcánicas: Empordà, Selva y Garrotxa (Fig. 1).

La depresión de hundimiento del Empordà se sitúa entre el Pirineo (al norte), el Subpirineo - Sierra Transversal (al oeste), el sistema Mediterráneo (al sur) y el mar Mediterráneo (al este). Las rocas aparecen entre los materiales del paleógeno y neógeno rellenan la depresión. Unos cincuenta afloramientos, constituyen el testimonio de las numerosas coladas de lava y depósitos piroclásticos que se acumularon a lo largo del Mioceno Superior. En la actualidad son reconocibles sólo una parte de los materiales masivos emitidos puesto que, en algunos casos, la erosión a desmantelado las rocas volcánicas o, en otros, la sedimentación los ha recubierto por completo.

La zona volcánica de la Selva está relacionada con la depresión del mismo nombre. Ésta, forma una amplia llanura limitada por los relieves Montseny-Guilleries y las Gavarres. Los materiales de relleno son básicamente detríticos de edad pliocena. En sus márgenes, donde la potencia de los materiales es escasa, se localizan la mayoría de las manifestaciones volcánicas, en muchas ocasiones,

sobre las rocas que forman el zócalo granítico y metamórfico. Debido a su menor antigüedad, entre 2 i 5 millones de años (Donville, 1973), aún se reconocen algunos depósitos piroclásticos, además de coladas de lava y chimeneas. Cabe resaltar la existencia de dos centros eruptivos, los volcanes de la Crosa de Sant Dalmai (Pallí et al., 1998) y del camp dels Ninots (Vehí, et al. 1999), que debido a su buen estado de conservación se les atribuye una edad cuaternaria.

Por último, en la Serralada Transversal (Gironès y Garrotxa), se reconocen unos 40 edificios volcánicos repartidos entre la cuenca alta del río Fluvià y la cuenca media del río Ter. Esta zona volcánica, denominada de la Garrotxa en coincidencia con la comarca en la que se encuentra el mayor porcentaje de centros emisores, preserva numerosas morfologías volcánicas debido a la modernidad de su actividad eruptiva.

El vulcanismo que forma el campo volcánico catalán es de tipo intraplaca, asociado a fenómenos de tectónica distensiva los cuales provocan la formación de un rift embrionario en el interior de la placa Eurasiática (Araña et. al. 1983). Esta estructura se extiende a lo largo de 1100 Km, desde la fosa del Rin hasta el sudeste de la Península Ibérica, y se mantiene activa desde el final del Eoceno hasta la actualidad (Ziegler, 1992). En efecto, durante el neógeno y el cuaternario, el Mediterráneo occidental se ve afectado por una

(\*) Área de geodinámica. Departamento de Ciencias Ambientales. Universidad de Girona.

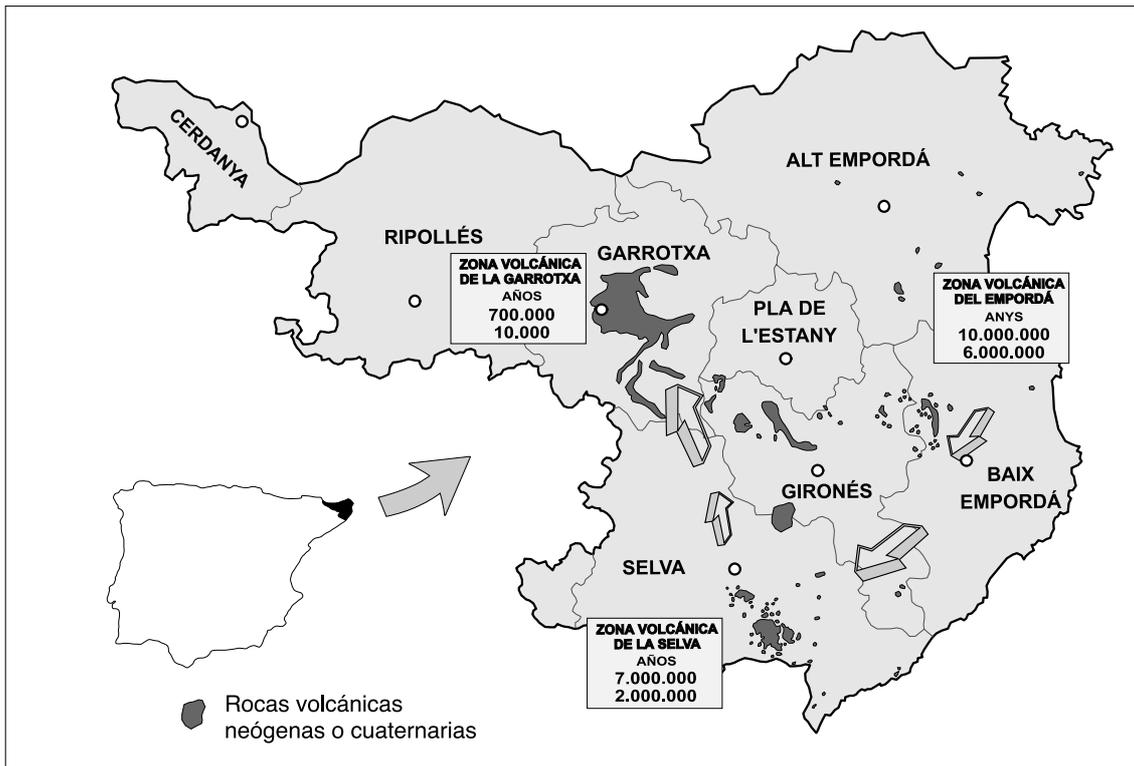


Figura 1. Distribución de los materiales volcánicos neógeno-cuaternarios del campo volcánico catalán (modificado de Pallí y Roqué, 1996b).

tectónica extensional que provoca la formación de fosas (Empordà y Selva) y grabens (Gavarres y Guillerries), delimitadas por una serie de fallas normales principales, de orientación noroeste-sudeste, a las cuales se asocian las manifestaciones volcánicas.

### EDAD DEL VULCANISMO

La actividad volcánica del CVC empieza en el Neógeno y perdura hasta tiempos relativamente recientes, hace tan solo 9.500 años (Guerin et. al., 1985). Las dataciones muestran como el fenómeno volcánico se desplaza desde el Empordà hacia la Selva para focalizarse finalmente en la zona de la Garrotxa-Gironès (Fig. 1). En esta última se localiza la mayor concentración de edificios volcánicos bien conservados; en la Selva y el Empordà sólo se encuentran afloramientos de coladas y chimeneas erosionadas, que en muchas ocasiones están recubiertos por sedimentos.

### LOS MAGMAS

Los magmas que dan origen al vulcanismo del CVC son, esencialmente, de composición básica con predominio de los basaltos sobre las basanitas con leucita o analcima (Tournon, 1969; Araña et. al., 1983; Lopez-Ruiz y Rodriguez-Badiola, 1985). Cabe destacar, asimismo, la existencia, en el Alt Empordà, de pequeños afloramientos de rocas vol-

cánicas de composición más ácida: traquitas en Vilacolum y Arenys de Empordà y traquiandesitas en Torroella de Montgrí (Pallí y Roqué, 1996 a y b).

Estos magmas ascienden ininterrumpidamente en forma de bolsas desde las zonas mantélicas, hasta conseguir alcanzar la superficie. En algunos depósitos volcánicos se encuentran xenolitos de olivino (Puig de la Banya de Boc o Puig d'Adri) o de augita (Roca Negra), arrastrados desde el manto. En los volcanes de la Garrotxa, a partir de estos xenolitos, se han calculado velocidades medias de ascenso de los magmas de unos 0,2 m/s (Martí et al. 1992).

### LA ACTIVIDAD ERUPTIVA

Se han reconocido tres tipos básicos de actividad eruptiva, el CVC: efusiva, estromboliana y freatomagmática.

En este sector, la actividad efusiva consiste en la emisión tranquila de magma debido a su bajo contenido en gas. Esta lava máfica fluye con gran facilidad formando ríos de lava que pueden recorrer distancias importantes. Algunas coladas en el sector de Olot (por ejemplo la del Volcán Croscat) o en la comarca del Gironés (la del volcán Puig d'Adri) alcanzan longitudes superiores a los 10 Kilómetros.

El mecanismo explosivo que se había considerado casi exclusivo en este sector era el estrombo-

liano; sin embargo el estudio detallado de los depósitos piroclásticos ha constatado la abundancia de fases de carácter freatomagmático. La actividad estromboliana, asociada a magmas máficos, es producto de la desgasificación del propio magma y consiste en sucesivas explosiones producidas por la llegada de burbujas de gas a su superficie (Fig. 2). Las manifestaciones freatomagmáticas, caso concreto de las hidrovulcánicas (Wohletz, 1993), destacan por su extremada violencia y son consecuencia de la interacción del magma con agua almacenada en un acuífero. Las elevadas temperaturas del material fundido convierten rápidamente el agua en vapor. La expansión instantánea de este, provoca una sobrepresión del acuífero que da lugar a una violenta explosión. La energía calorífica del magma se transforma, en este momento, en energía mecánica generando una serie de explosiones que fragmentan el magma y las rocas que rodean el conducto magmático.

En el caso del CVC, las secuencias de materiales permiten deducir que en todos los volcanes se produjo una única erupción. Con frecuencia sin embargo se reconocen, en el transcurso de esta, diferentes fases eruptivas.

Esta sucesión de fases no es producto de la emisión de magmas de distinta composición. Las causas que condicionan estos cambios de estilo eruptivo son la proporción de gas en el magma

(estromboliana o efusiva) y la presencia de agua en la zona dónde asciende el magma (estromboliana o freatomagmática). Normalmente, cuando no hay influencia de agua externa, la erupción tiene una o varias fases de actividad estromboliana y una de actividad efusiva final, debida a la disminución del gas magmático (Croscat, Montolivet). En otros casos, la presencia de agua en el subsuelo provoca el desarrollo de fases de actividad freatomagmática. Es frecuente encontrar secuencias de materiales que permiten deducir que la erupción se ha iniciado con fases freatomagmáticas, seguidas de estrombolianas y, finalmente, efusivas. Ocasionalmente se pueden desarrollar fases estrombolianas intercaladas entre las freatomagmáticas.

## EDIFICIOS VOLCÁNICOS

En el CVC todos los volcanes se asocian a periodos cortos de actividad, aunque en algunos casos se superponen varios edificios simples formados en diferentes fases eruptivas de una única erupción (Garrinada, Puig de Martinyà en la Garrotxa o Puig d'Adri en el Gironés). Los más representativos son los conos de escorias construidos por actividad estromboliana. La actividad freatomagmática, frecuente en el CVC, construye edificios del tipo anillo de tobas y maars.

### Conos de escoria

Son edificios cónicos constituidos por fragmentos basálticos de dimensiones lapilli o bloques. En general, tienen una planta circular, aunque algunos presentan una cierta elongación (Fig. 3). Esta forma es debida a la salida de materiales a lo largo de una fractura y no en un único punto. Muestran, generalmente, un cráter en forma circular o bien desbocada por la salida de un flujo de lava en la fase final de la erupción.

### Anillos de tobas y maars

La morfología de estos edificios difiere de los conos de escorias por su altura, por los materiales que lo forman y, principalmente, por las dimensiones del cráter. El cono, de poca altura, presenta los flancos exteriores con pendientes de unos 10°. Las capas de materiales, oleadas y brechas piroclásticas, están constituidas por una mezcla en diferentes proporciones de piroclastos juveniles y líticos. La característica más llamativa de su morfología es la dimensión del cráter, con relación al cono, que pueden superar los tres kilómetros de diámetro en algunos casos.

La actividad freatomagmática en los centros eruptivos del Gironés ha dado lugar a la formación de espectaculares edificios del tipo anillo de tobas (Fig. 4) y maar (Fig. 5). En la Garrotxa se reconocen buenos ejemplos de estos edificios, en los volcanes del Cairat, de la Garrinada, del Puig de Martinyà y del de Can Tià. En algunos casos, estas morfologías son difíciles de apreciar debido a la formación, en fases posteriores de la erupción, de

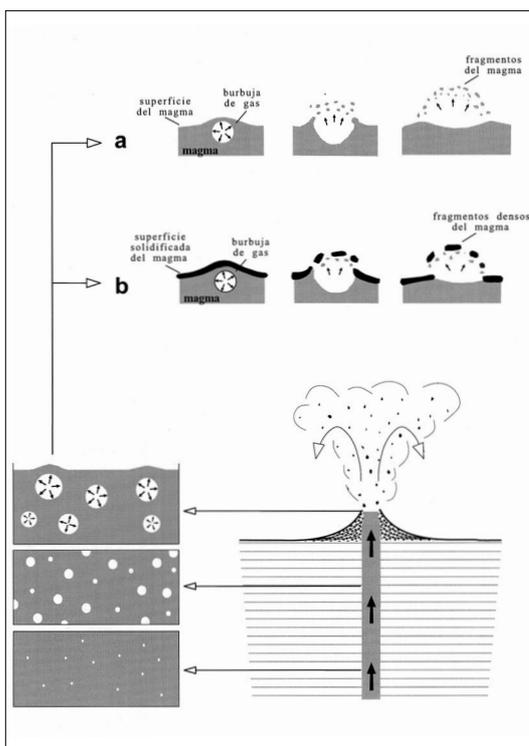


Figura 2. Actividad estromboliana. Esquema de formación, ascenso y llegada de burbujas de gas a la superficie del magma acumulado en el centro eruptivo. a: expulsión de los fragmentos que constituyen la parte más externa de la burbuja. b: ídem con solidificación del magma (Pujadas et al., 1997).



Figura 3. Volcán del Puig de la Banyà de Boc en la Vall de Llémèna (Gironés).

otros edificios que se superponen a ellos (volcanes de la Garrinada, del Puig d'Adri y del Puig de Martinyà).



Figura 4. Volcán de la Crosa de Sant Dalmai en la comarca de la Selva (Foto: Propiedad del centro de documentación del PNZVG).



Figura 5. Volcán del Clot de l'Omera en el Valle del Llémèna (Gironés).

#### AFLORAMIENTOS A VISITAR

Aunque existen numerosos afloramientos de notable interés en el Empordá y la Selva, proponemos las observaciones en la zona volcánica de la Garrotxa, y en particular en los alrededores de Olot (Fig. 6 y 8). Ésta, fue declarada Parque Natural en el año 1982. Existe un centro de interpretación general del vulcanismo en la ciudad de Olot (Casal dels volcans), así como diferentes puntos de información en las áreas más visitadas.

#### Columnata de Castellfollit de la Roca

El pueblo de Castellfollit de la Roca se sitúa sobre dos coladas basálticas superpuestas que descansan sobre una terraza poligénica y esta a su vez sobre areniscas eocénicas. Cabe destacar unas espectaculares paredes verticales que sobrepasan en algunos puntos los 60 metros de altura y que están sometidas a un proceso de degradación constante. La observación general del acantilado se puede realizar desde la carretera N-260, kilómetro 45, al lado del parador Mont-Roc, o descender hasta el lecho del río Fluvià para realizar una observación de detalle.

Las lavas fluidas, procedentes del oeste (Batet y Olot), se emplazaron en los antiguos lechos fluviales del río Fluvià y del torrente Turonell. La acción erosiva posterior de estos cursos de agua, ha originado un gran escarpe que pone al descubierto la estructura interna de dichas coladas (Fig. 7).

Esta espléndida sección pone al descubierto la secuencia de dos coladas de lava separadas por un nivel de lapilli (Fig. 9) (Pallí y Trilla, 1976). La colada inferior de 9 metros de potencia procede de la zona de

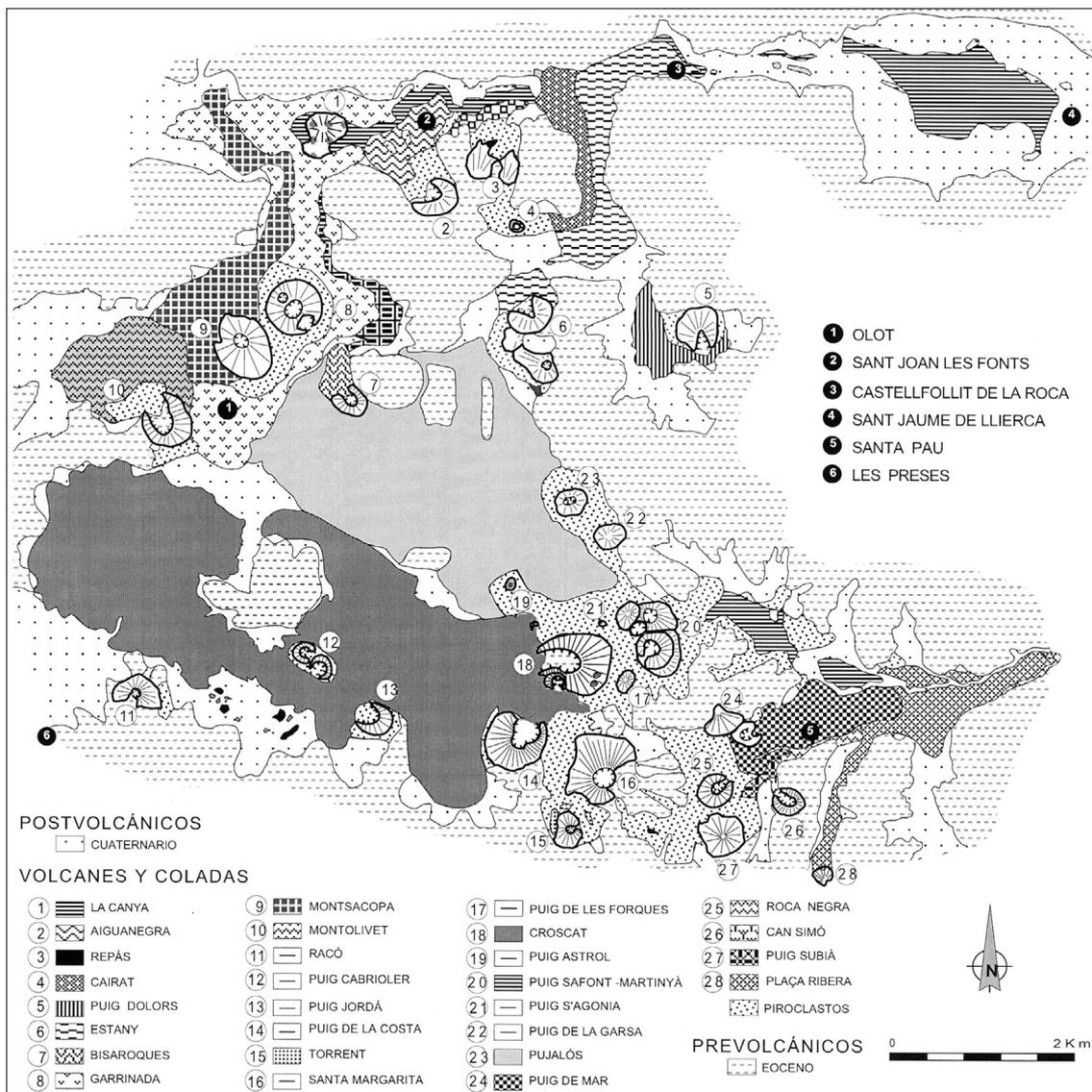


Figura 6. Esquema geológico de la zona volcánica de la Garrotxa (modificado de Pallí, 1981)

Olot-Batet y llega hasta las inmediaciones de Sant Jaume de Llierca, siguiendo el curso del Fluvià; en algunos tramos ha sido parcialmente erosionada o recubierta por sedimentos. Descansa directamente sobre una antigua terraza cuaternaria de unos 4 metros de potencia. La colada superior que descendiendo por el río Turonell procede del sector sur de Begudà se sobrepone a la anterior. Su edad fue determinada por el método geocronológico del potasio-argón y establecida en 0,11 millones de años (Donville, 1973).

Sobre el nivel de lapilli que separa ambas coladas se desarrolló un paleosuelo, indicando un lapso de tiempo importante entre la deposición de una y otra colada.

#### Bosquerró (Sant Joan les Fonts)

El camino que se encuentra al lado de levante de la iglesia de Sant Joan les Fonts conduce hasta la antigua cantera del Bosquerró, situada entre los ríos Fluvià y Bianya, donde se explotaba basalto. Los

afloramientos de la zona son producto de la erosión producida por estos dos ríos que confluyen unos metros aguas abajo.



Figura 7. Panorámica de la columnata basáltica de Castellfollit de la Roca (Garrotxa). (Foto: Propiedad del centro de documentación del PNZVG).

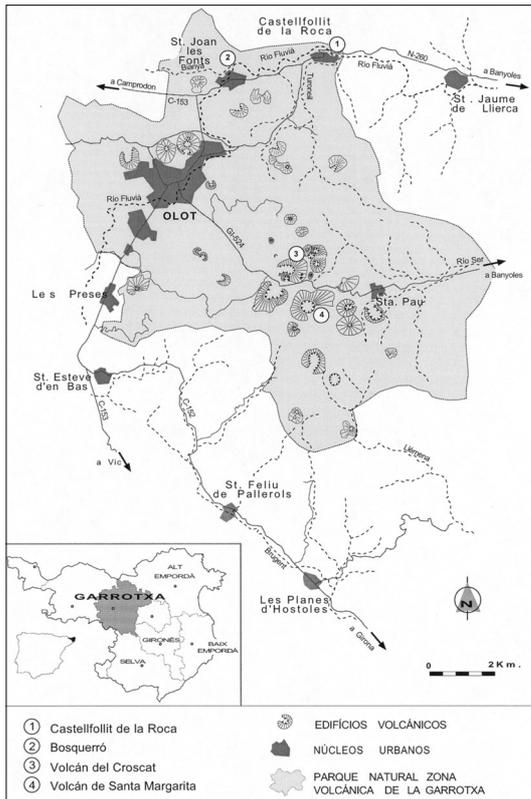


Figura 8. Situación de los afloramientos a visitar.

Antes de llegar a la cantera, un camino a la derecha desciende hasta el lecho del río Fluvià, lugar donde se encuentra una pequeña presa y donde pue-

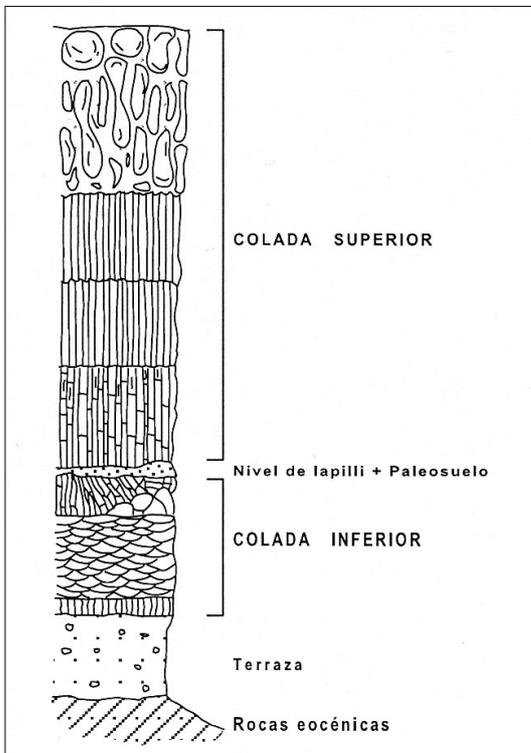


Figura 9. Columnata basáltica de Castellfollit de la Roca (Pallí y Trilla, 1976)

de observarse uno de los más interesantes afloramientos volcánicos de este sector.

Las observaciones se centran en la zona del lecho del río Fluvià y en la cantera del Bosquerró.

a) Zona del lecho: La erosión del río Fluvià nos permite observar la superposición de tres flujos de lava que han sido determinados a partir del estudio de sus características paleomagnéticas. La colada inferior, con disyunción esferoidal, aflora en la zona de la presa y en el lecho del río. Se atribuye su origen a los antiguos volcanes de la zona de Batet y llega hasta las inmediaciones de Sant Jaume de Llierca por el cauce del río Fluvià. Por encima de ésta se encuentra una segunda colada intermedia, que presenta básicamente disyunción en losas, aunque en la base se observa una cierta disyunción columnar. Sobre ella se dispone una terraza fluvial que varía de potencia a lo largo de la sección, desde algunos metros hasta casi desaparecer. Finalmente, la última colada proviene de los volcanes de la zona de Olot. En el acceso a esta zona se pueden ver las secciones horizontales de las losas y las columnas de la colada intermedia. La secciones individualizadas de cada una de las losas y columnas dibujan unos pentágonos y hexágonos casi perfectos, parecidos a los que se desarrollan en el proceso de desecación de una zona fangosa. También se observa un túmulo, producto del abombamiento de la lava y relacionado con la formación incipiente de un hornito.

b) Zona de la cantera: Su explotación ha dejado al descubierto la estructura interna de la colada superior que ya se ha observado en la zona del lecho. Se pueden distinguir los tipos básicos de disyun-

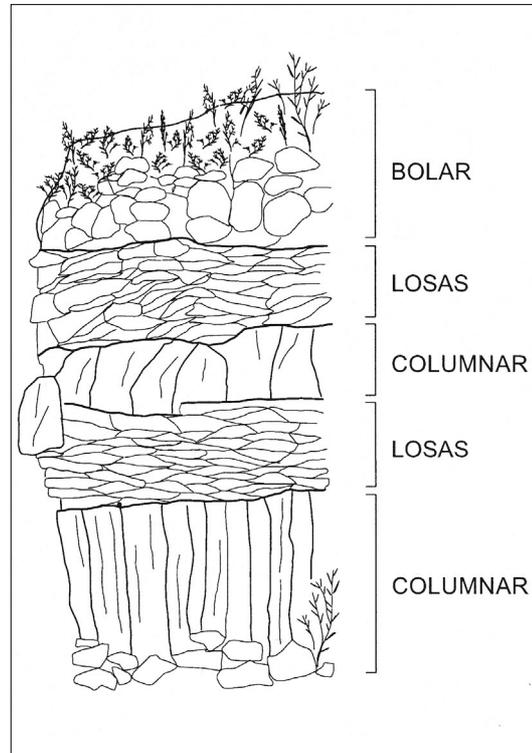


Figura 10. Tipos de disyunción en la cantera del Bosquerró.

ción: columnar y en losas (Fig.10). La disyunción es producto de la contracción que sufre el flujo de lava líquida al enfriarse; el desarrollo de un tipo u otro de disyunción depende de la rapidez de enfriamiento. La disyunción columnar, con la disposición de las fracturas perpendiculares a la superficie por donde circula, se asocia a un enfriamiento lento de la masa magmática. En el caso contrario, un enfriamiento más rápido, la fracturación se dispone paralela a la superficie y da lugar a la disyunción en losas. También se observa disyunción bolar, la cual normalmente, se desarrolla en las zonas más externas de la colada, asociada a la infiltración lenta de humedad a través de fracturas dando lugar a una progresiva escamación esferoidal.

En los bloques de la parte superior se observan vesículas, debidas a las burbujas de gas atrapadas durante el enfriamiento de la lava, las cuales se orientan según la dirección de emplazamiento de la colada.

### Volcán Croscat (Santa Pau)

El acceso a los afloramientos más interesantes y más visitados del volcán Croscat está restringido a los vehículos a motor. Será necesario dejar el coche en el aparcamiento situado al lado del restaurante Santa Margarita (Km. 6,5 de la GI-524) y caminar durante unos 10 minutos para acceder a una antigua zona de extracción de lapilli, hoy restaurada con fines pedagógicos (Fig. 11).

El Croscat es un edificio volcánico de tipo cono de escorias formado por una erupción estromboliana. El cono tiene forma de herradura por el sector oeste, a causa de la salida de un importante flujo de lava emitido en una fase efusiva tardía. La datación de esta colada, en la zona de las fuentes de Sant Roc por el método de termoluminiscencia, le asigna una edad de tan sólo unos 15.000 años (Guerin et al., 1985).

Se trata del volcán más alto de la península Ibérica, con una altura máxima de 186 metros. Presenta una serie de conos adventicios, algunos de los cuales se pueden observar, al pie del flanco este del edificio, durante el trayecto hacia la cantera.

La antigua extracción ha dejado al descubierto la parte interna del volcán, permitiendo observar la estructura de los materiales piroclásticos que lo for-



Figura 11. Explotación de lapilli restaurada en el volcán Croscat. Foto: David Brusi.

man. La superposición de capas de lapilli (localmente llamada greda) y cenizas volcánicas con algunas bombas dispersas, marcan una serie de estratos o niveles. Estos aumentan de buzamiento hacia las partes más externas del cono debido a la progresiva verticalización de las pendientes del volcán durante su desarrollo.

Los materiales piroclásticos de la zona más interna presentan una coloración rojiza debido a la alteración producida por la salida de gases calientes en las últimas fases de formación del cono volcánico.

### Volcán Santa Margarita (Santa Pau)

Al igual que en caso del Croscat, el volcán Santa Margarita recibe una gran cantidad de visitantes y el acceso sólo es posible a pie. En la carretera GI-524 (Km. 6,5) se encuentra un amplio aparcamiento y desde allí una pista, bien señalizada, llega hasta el borde del cráter del volcán (Fig. 12). En el interior del cráter se encuentra una ermita románica.

El volcán Santa Margarita, seguramente uno de los mas conocidos del CVC, presenta un falso cráter circular. Se trata de un cráter adosado a un relieve eocénico y, por tanto, parte del supuesto labio del cráter está formado por rocas sedimentarias.

Durante la erupción que generó el cono volcánico se sucedieron fases estrombolianas y freatomagmáticas. En el ascenso al cráter del volcán se pueden observar diversos afloramientos de los depósitos generados en estas distintas fases eruptivas. En el caso de sus productos estrombolianos, los depósitos de escorias, son muy parecidos a los expulsados por el Croscat, aunque la vesiculación presente en los fragmentos de magma es menor. Los productos freatomagmáticos se caracterizan por la presencia de fragmentos líticos (básicamente areniscas rojas) mezclados con los fragmentos juveniles. Los líticos fueron arrancados de las paredes del conducto, ascensional del magma, por las explosiones producidas debido a la interacción de este con agua subterránea.

En algunos afloramientos del sector oeste del volcán, sus depósitos se encuentran recubiertos por materiales piroclásticos procedentes del volcán Croscat. El contacto es neto sin evidencias de un suelo desarrollado antes del emplazamiento de los materiales del Croscat. Considerando la facilidad de alteración de los depósitos piroclásticos, es evidente que el tiempo transcurrido entre las erupciones de los dos volcanes fue relativamente corto.

### BIBLIOGRAFÍA

Araña, V.; Aparicio, A.; Martín Escorza, C.; García Cacho, L.; Ortiz, R.; Vaquer, R.; Barberí, F.; Ferrara, G.; Albert, J. y Gassiot, X. (1983). El volcanismo neógeno-cuaternario de Cataluña: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos. *Acta Geológica Hispánica*, 18: 1-17.

Donville, B. (1973). *Géologie Néogène et âges des éruptions volcaniques de la Catalogne orientale*. Tesis doct. Tolosa de Llenguadoc. 277 pág. [Inédita]

- Guerín, G.; Benhamou, G. y Mallarach, J.M. (1985). Un exemple de fusió parcial en medi continental. El vulcanisme quaternari de Catalunya. *Vitrina*, 1: 19-26.
- Lopez-Ruiz J. y Rodriguez-Badiola E. (1985). La región volcánica Mio-pleistocena del NE de España. *Estudios geológicos*, 41: 105-126.
- Martí, J. y Mallarach, J. M. (1987). Erupciones hidromagmáticas en el vulcanismo cuaternario de Olot. *Estudios Geológicos*, 43: 31-40.
- Martí, J.; Mitjavila, J.; Roca, E. y Aparicio, A. (1992). Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics*, 203: 145-165.
- Pallí L. y Trilla J. (1976). *Estudio de los desprendimientos en el acantilado o "cingle" de Castellfollit de la Roca*. Diputació de Girona, pp. 37.
- Pallí L. (1981). *El vulcanisme de les comarques gironines (I - Garrotxa)*. Mapa, Diputació de Girona y Universitat de Girona.
- Pallí, L. y Roqué, C. (1996a). *El vulcanisme de les comarques gironines (III Alt i Baix Empordà)*. Mapa 1:50.000, Diputació de Girona i Universitat de Girona.
- Pallí, L. y Roqué, C. (1996b). Els afloraments volcànics a les comarques gironines. *Revista de Girona*, 174: 65-68.
- Pallí, L.; Roqué, C. y Pujadas, A. (1998). La Crosa de Sant Dalmai: un ejemplo del Patrimonio Geológico de Girona. A: Durán J.J. y Vallejo M. (ed.). *Comunicaciones de la IV Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico*, Oviedo: 103-105.
- Pujadas, A.; Pallí, L.; Brusi, D. y Roqué, C. (1997). *El vulcanisme de la Vall de Llémena*. Colecció Dialogant amb les Pedres, 5, 67 p. Ed. Universitat de Girona.
- Tournon, J. (1969). *Les roches basaltiques de la province de Gerona (Espagne); basanites à leucite et basanites à analcime*. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 92: 376-382.
- Vehí, M; Pujadas, A.; Roqué, C. y Pallí, L. (1999). Un edifici volcànic inèdit a Caldes de Malavella (la Selva, Girona): el volcà del Camp dels Ninots. *Quaderns de la Selva*, 11: 45-72.
- Wohletz, K. H. y Sheridan, M. F. (1983). Hydrovolcanic explosions II: Evolution of basaltic tuff rings and cones. *American Journal of Science*, 283: 385-413.
- Ziegler P.A. (1992): European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208: 91-111. ■