

# Caracterització del vulcanisme gironí

Quin significat té la presència de volcans en una zona com aquesta?, en quin marc geodinàmic cal posar-la?, quin és l'origen i la composició de les roques volcàniques?, quin va ser l'estil de l'activitat eruptiva?, etc. Són algunes de les preguntes que intentarem respondre tot seguit.

No obstant, però, per poder respondre a aquestes qüestions i poder entendre realment què és el que creiem que va passar a la zona de Girona durant el desenvolupament de l'activitat volcànica, cal que primer fem algunes consideracions sobre com són els magmes, com es generen i pugen cap a la superfície, com varien de composició al llarg del temps, quins són els mecanismes que donen lloc a les erupcions volcàniques i quines són les seves característiques principals i dels seus productes.

## Gènesi, ascens i diferenciació de magmes

Una idea sovint poc precisa però força gràfica del que són els volcans gairebé tots la tenim. Tot i així, quan volem explicar aquesta idea en termes «científics» el concepte ja no és tan clar i en la majoria dels casos hem de recórrer a descripcions morfològiques i una mica imaginatives. Un volcà cal definir-lo com *un punt de la superfície terrestre on té lloc la sortida a l'exterior de material fos (magma) generat a l'interior de la terra, en zones del mantell superior o de la base de l'escorça, ocasionalment també de material no magmàtic, i on l'acumulació d'aquests productes al voltant del centre emissor pot donar lloc a relleus positius amb morfologies diverses*. Aquesta definició ens dona la idea clara que un volcà no és solament una morfologia, sinó que és la culminació d'un conjunt de processos geològics que impliquen la gènesi, l'ascens i l'erupció de magmes. Per tant, els volcans encara que en l'escala de temps geològic, i fins i tot en la humana, representen temps relativament curts, des d'alguns dies fins a milers d'anys, en realitat són la resposta a llargs processos de centenars de milers o milions d'anys de durada.

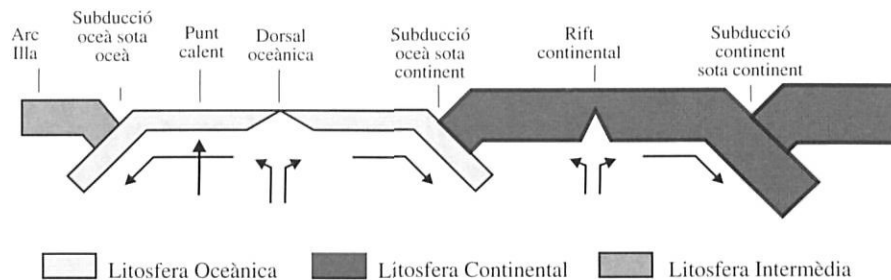
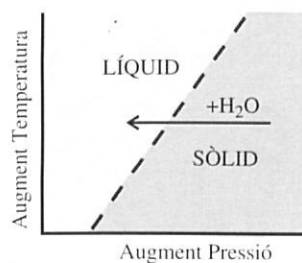
Un magma és un fos (líquid) silicatat que conté gasos dissolts i partícules sòlides en suspensió. Els magmes es formen dins del mantell superior, ja sigui dins de l'astenosfera o dins del mantell litosfèric, o a la base de l'escorça inferior, encara que, ocasionalment, poden també originar-se en nivells més alts de

JOAN MARTÍ  
ALBERT PUJADAS

l'escorça. La gènesi dels magmes pot obeir a diferents causes que poden actuar de manera conjunta o aïllada: descompressió, increment de la temperatura, i presència d'aigua (fig. 1).

Així doncs, veiem que el magma, considerat com un cos de roca fos es pot generar sempre a partir d'un cos rocós. Només és necessari que se sotmeti a temperatures molt elevades. També es pot donar la fusió si el cos rocós experimenta una considerable disminució de la pressió. I finalment també es pot produir la fusió quan, amb condicions constants de pressió i temperatura, el sòlid assimili aigua rebaixant així significativament el punt de fusió d'alguns dels seus components (minerals).

Com que les roques estan formades per diversos minerals, cadascun d'ells tindrà una temperatura de fusió diferent per a una pressió determinada i, en conseqüència, la gènesi de magma implicarà la fusió parcial d'alguns dels components del material original. Els líquids que es generen per aquest mecanisme són menys densos que els minerals que l'envolten, de manera que tan aviat com apareix el líquid, aquest està sotmès a una força ascensional positiva. El líquid magmàtic començarà a formar una xarxa de canalets interconnectats i començarà a ascendir gràcies a la força de flotació. A mesura que la fusió vagi progressant i que, per tant, el volum de líquid sigui cada cop més gran, aquest s'anirà acumulant cap al sostre de la zona de fusió mentre que el sòlid residual s'anirà compactant cap avall, fet que comporta una separació cada cop més efectiva entre el sòlid i el líquid. Quan el volum de líquid és suficientment gran aquest podrà separar-se definitivament de la zona de fusió i ascendir cap a zones més superficials en forma de diapir o fins i tot fluïnt a través de fractures. Sovint aquests magmes s'acumulen en zones més superficials formant *cambres magmàtiques* on es van refredant lentament. Aquests reservoris de magma poden ésser realimentats periòdicament, i també poden estar connectats amb la superfície terrestre, donant lloc de tant en tant a erupcions. En aquests casos el que tenim és la formació de volcans o zones volcàniques amb un període d'activitat total, encara que no continua, molt llarg. Aquest és el cas de volcans com el Teide, Fuji, Etna, Vesuvi, etc. En altres casos, però, els magmes ascendeixen a la superfície directament des de la zona d'origen sense aturar-se pràcticament en cap lloc i donant lloc a erupcions de curta durada i úniques. Aquest és el cas del vulcanisme quaternari gironí.



Representació esquemàtica de les diferents causes de la fusió de roques.

Ambients geodinàmics del vulcanisme.

Actualment, els processos petrogenètics (relacionats amb la formació i evolució dels magmes) s'expliquen i s'entenen dins el marc de la teoria de la tectònica de plaques. Segons aquesta teoria els llocs on es produeix l'activitat magmàtica (i volcànica) no estan distribuïts de qualsevol manera sobre la superfície del planeta, sinó que es concentren majoritàriament al llarg de les vores de les plaques tectòniques (Fig. 2). Aquestes estan constituïdes per l'escorça i la part més superior del mantell, formant en conjunt que s'anomena *litofera*, i que es caracteritza per tenir un comportament rígid. Les plaques litosfèriques es desplacen per sobre d'una capa més o menys contínua, anomenada *astenosfera*, que se situa dins del mantell superior a profunditats d'entre 150 a 400 quilòmetres, i que es caracteritza per tenir un comportament plàstic (menys viscos) respecte de la litofera. Les roques que formen l'astenosfera es troben en condicions properes a la seva temperatura de fusió, de manera que en determinades circumstàncies pot produir-se una fusió substancial. L'associació de gran part dels volcans amb les vores de placa demostra que es produeix una fusió important en aquestes zones on es creen (*dorsals oceàniques*) i es destrueixen (*zones de subducció*) plaques. Els volcans intraplaca, és a dir, que apareixen allunyats d'aquestes vores de placa, tant als continents com a l'oceà, indiquen que també és possible una fusió més localitzada.

En aquests ambients geodinàmics intracontinental (tant en continents com en zones oceàniques) el que tenim és un increment anormal de la temperatura del mantell tot i que aparentment no hi ha una vora de placa que ho faciliti. Això sembla que és degut a la pròpia dinàmica convectiva del mantell, astenosfèric que fa que en alguns punts tinguem corrents calents de material del mantell ascendents i en altres hi hagin enfonsaments de material fred. Les illes Hawai són un exemple de punt calent. En alguns casos, el procés de fusió originat en una zona de punt calent inicia un aprimament de l'escorça (oceànica o continental) que culmina amb el seu trencament parcial o total (*zones de rift intraplaca*), generant-se en aquest últim cas nova escorça oceànica, tal com avui succeeix al mar Roig. En zones de rift avortat el trencament de l'escorça no és complet o ni tan sols té lloc, però sí que hi ha un aprimament més o menys important de l'escorça, tal com és el cas de la zona volcànica catalana.

Fins ara ens hem referit a la formació de magmes a causa de la fusió de material del mantell, però ja abans també hem comentat

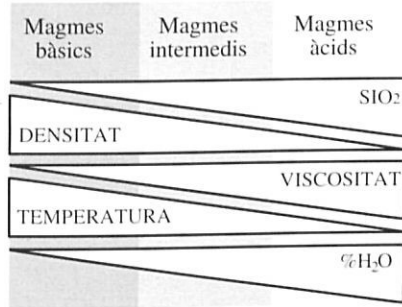
que és possible generar magmes dins l'escorça continental. En general, les pressions i temperatures que s'assoleixen a l'interior de l'escorça, fins i tot en aquells casos d'escorça continental més gruixuda, no són suficients per iniciar la fusió dels materials que s'hi troben. L'entrada i acumulació de volums importants de material fos provinent de zones més profundes (mantell) sembla que és el mecanisme més factible per explicar un augment local de la temperatura dins de l'escorça i permetre la formació de quantitats significatives de fos.

#### La diversitat de les roques volcàniques

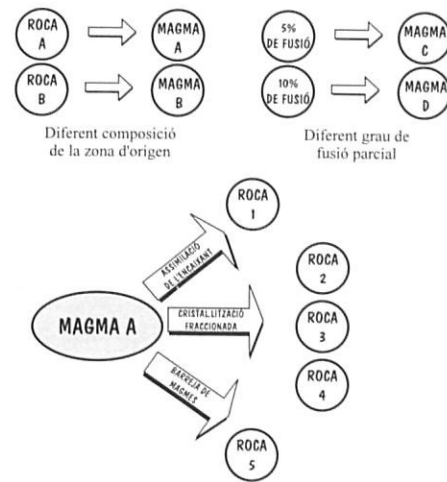
Un dels fets que crida més l'atenció és que tot i el nombre reduït de mecanismes de fusió i d'ambients geològics on aquesta es pot produir, en superfície trobem una gran diversitat de roques volcàniques. Els mecanismes pels quals podem variar la composició dels magmes i en conseqüència obtenir diferents roques volcàniques són la diversitat de composicions de les zones de fusió, l'existència de diferents graus de fusió parcial i els mecanismes de diferenciació (cristal·lització fraccionada, barreja de magmes, assimilació de l'encaixant) dels magmes que tenen lloc durant el seu ascens (i refredament) cap a la superfície. Tots aquests processos es poden donar per separat o poden actuar de manera combinada, el que implica que al final puguem tenir un ampli espectre de composicions en les roques resultants (fig. 3).

La fusió de dues roques diferents, amb composicions mineralògiques diferents, donarà lloc a dos líquids (magemes) de composicions diferents, encara que la proporció de fos en ambdós casos sigui la mateixa. Igualment, si considerem la fusió d'una mateixa roca però amb diferents graus de fusió (el percentatge de fos que obtenim en cada cas és diferent), tindrem com a resultat líquids de diferent composició, ja que el nombre de minerals que fondran en cada cas i, per tant, la proporció relativa en què els components químics entraran a formar part de líquid, serà també diferent. Si a més, considerem que la composició de les roques originals afectades per diferents graus de fusió parcial és diferent, llavors podem imaginar com augmenta la diversitat de composicions.

Un cop els magmes formats per qualsevol dels processos anteriors abandonen la zona de fusió i comencen a pujar cap a zones més superficials, estaran sotmesos a un procés de



Representació esquemàtica dels processos responsables de la diversitat de composicions de les roques volcàniques.



Variació de la composició i de les propietats físiques dels magmes.

refredament que també farà variar la composició del líquid. En disminuir la temperatura del magma els diferents elements químics que s'hi troben començaran a reagrupar-se en funció dels canvis termodinàmics que es van produint, i tendiran a formar estructures cada cop més estables a les noves condicions, fins arribar a donar els primers nuclis cristal·lins. Aquest nucli, que depèn de factors com la velocitat de refredament del magma i la velocitat de difusió dels diferents elements, podrà créixer més o menys i en funció de les diferències de densitat que pugui tenir respecte al líquid residual, podrà concentrar-se en determinades zones i, si les condicions són favorables, fins i tot separar-se del líquid. Aquest procés, anomenat *crystal·litació fraccionada*, podrà repetir-se diverses vegades al llarg de tota la història evolutiva del magma. Com a resultat, el que tenim és que a partir d'un magma inicial o primitiu hem format diverses roques i diversos líquids residuals, tots ells de composicions diferents. Ara bé, si poguéssim sumar totes aquestes composicions veuríem que obtenim la composició del líquid original.

A més del procés de la *crystal·litació fraccionada*, els magmes en el seu camí cap a la superfície poden trobar altres magmes de composicions i propietats físiques ben diferents o similars i barrejar-se fins a donar un líquid diferent dels inicials. Aquest procés, anomenat *barreja de magmes*, és també un procés de diferenciació magmàtica ja que modifica la composició original de magma en el seu camí cap a zones més superficials. Un altre procés de diferenciació és l'assimilació de la roca de caixa (o encaixant) per part del magma. En aquest cas, el magma molt més calent que el seu entorn pot incorporar part dels components d'aquest i canviar de composició.

En resum, el que tenim és un ampli ventall de processos que poden donar lloc a complicades combinacions i que com a resultat permeten explicar la gran diversitat de composicions que podem trobar a les roques volcàniques i ígnies en general. Conèixer quins han estat els *processos petrogenètics* que han actuat per donar lloc a una roca determinada ens permet esbrinar on i com es va generar el magma primari i també quina va ésser la seva evolució des d'aquest punt fins a la seva total solidificació.

En cada ambient geodinàmic les roques ígnies que se'n poden derivar tenen una signatura geoquímica més o menys comú i que permet diferenciar-les de les roques originades en un altre ambient de característiques diferents. Així, podem parlar de diverses sèries

de roques ígnies (calcoalcalina, subcalcalina, alcalina, toleítica, transicional, etc.) com a característiques dels diversos ambients geodinàmics (subducció continental i oceànica, dorsal oceànica, rift intracontinental, punt calent, illa oceànica, etc.). Cal dir, però, que no hi ha cap sèrie exclusiva d'un únic ambient geodinàmic i que en una mateixa àrea podem trobar roques que pertanyen a sèries diferents. Tot i així, sempre hi ha un clar predomini de la sèrie característica.

### El procés eruptiu

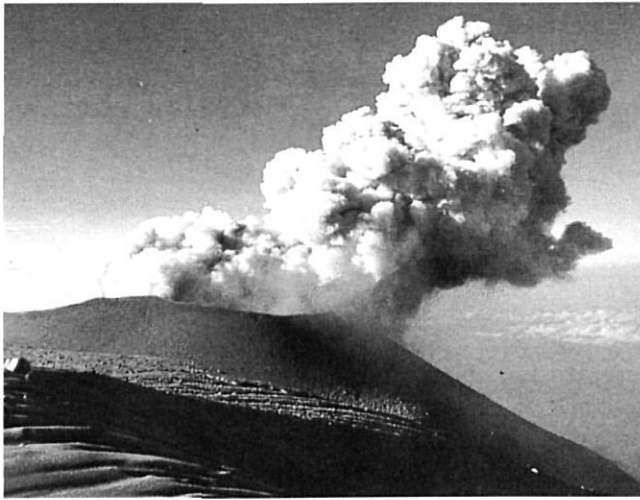
El procés de sortida del magma a l'exterior de la superfície és el que coneixem com a erupció volcànica. La causa bàsica que genera una erupció és l'increment de pressió dins del conducte magmàtic. La progressiva sobresaturació en gasos que va experimentant el magma a mesura que puja cap a zones més superficials (amb menor pressió litostàtica) fa que aquests gasos se separin del líquid formant una fase gasosa independent. Quan la pressió dins del conducte supera la pressió litostàtica i el límit de la ruptura fràgil de les roques encaixants, té lloc l'erupció. En casos de magmes pobres en volàtils l'increment de pressió és degut, bàsicament, a una recàrrega continuada de magma des de la zona d'origen o des d'una cambra més superficial i al propi ascens hidrostàtic del magma (diferències de densitat).

Fins ara hem vist els mecanismes de fusió, ascens i diferenciació dels magmes, que són l'objectiu principal de la petrologia endògena. L'estudi dels mecanismes eruptius i, especialment, de tots els aspectes dinàmics que configuren una erupció, és l'objectiu principal de la vulcanologia moderna. Segons quins siguin aquests mecanismes, els productes derivats d'una erupció volcànica poden ser diversos.

### Erupcions efusives

En una erupció efusiva té lloc la sortida continuada de magma en forma de colades de lava. La condició principal perquè es produeixi una erupció de magma és que el volum de gasos separats del líquid magmàtic dins del conducte volcànic sigui suficientment petit.

La majoria dels magmes tenen un contingut en volàtils suficientment alt com per donar erupcions explosives. Només



*Peïta erupció amb expulsió d'un petit núvol de cendres volcàniques.*



*Volcans actius a Indonèsia.*

alguns magmes basàltics i ultrabàsics tenen una proporció de volàtils prou baixa com per donar directament erupcions efusives. No obstant això, però, magmes inicialment rics en volàtils també poden donar erupcions efusives si té lloc una degasificació prèvia suficient com per impedir l'augment de pressió del gas dins del conducte volcànic. Això es pot donar si: a) hi ha una fugida directa de gasos que s'estan separant del líquid, de forma gradual des de la boca d'emissió, de fumaroles, o més ràpidament a través d'erupcions episòdiques de vapor, o b) si hi ha un fase explosiva prèvia en la qual surten la majoria dels gasos continguts a la cambra magmàtica.

Els materials volcànics més característics de les erupcions efusives són els corrents de lava. La morfologia de les laves és una funció de la seva viscositat inicial, de la variació de viscositat durant l'emplaçament (refredament), del volum de material extruït, del pendent topogràfic de l'edifici volcànic i del medi en què s'emplacen. Les laves bàsiques, com per exemple les dels basalts i basanites de la Garrotxa, són molt fluïdes i poden donar lloc a corrents de la lava de grans extensions. Per contra, les laves derivades de magmes àcids, com per exemple les de dacites i riolites, són molt viscoses i normalment s'acumulen sobre la mateixa boca de sortida i donen lloc a *doms*, i en casos extrems en què extrueixen pràcticament solidificades, a *pitons* o *agulles* (fig. 4).

Quan les laves (generalment basàltiques) flueixen de manera més o menys constant a alta temperatura (1000 °C) acostumen a presentar una superfície llisa que en ocasions està arrugada o plegada (*laves cordades*). Aquestes arrugues són perpendiculars a la direcció del flux i s'originen per l'existència de petites turbulències a l'interior del corrent. En altres casos, la superfície de la lava és aspra i irregular (*malpaís*) i està formada per petits blocs que s'originen per la fragmentació continuada de la crosta superficial ja refredada quan el corrent encara es mou. Quan aquests fragments són de grans proporcions la lava s'anomena *en blocs*.

Aquestes morfologies que poden presentar les colades de lava en la seva superfície no s'exclouen mútuament, sinó que una mateixa colada pot presentar trams amb diverses morfologies superficials.

Durant el refredament, les laves experimenten una forta contracció i es crea un sistema de fractures que, quan el refredament és lent, es disposen perpendicularment al sostre de la lava i formen la típica *disjunció columnar*. Quan el refredament és

més ràpid, aquestes fractures es disposen paral·lelament a la base i donen lloc a una *disjunció en lloses*. Un altre tipus de disjunció característica de les laves és la *disjunció en boles*, que es produeix per una infiltració lenta de la humitat a través de les esquerdes de retracció, de manera que té lloc una progressiva escamació esferoïdal.

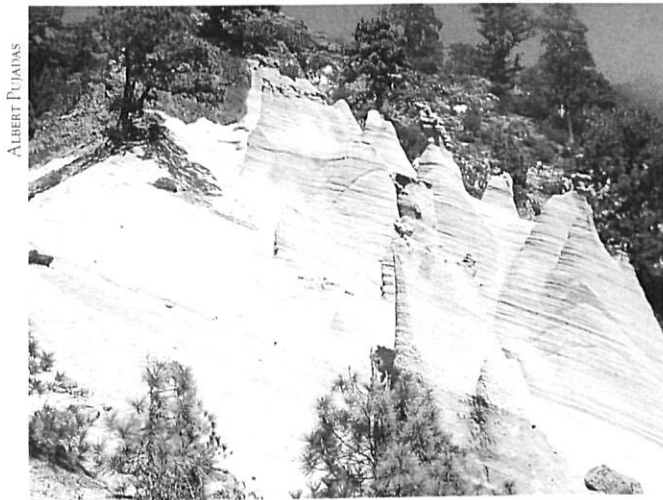
### Erupcions explosives

Les erupcions més violentes estan associades a magmes calcoalcalins o alcalins molt diferenciats i s'anomenen *plinianes*, gràcies a la descripció que Plini el Jove va fer de la violenta erupció del Vesuvi l'any 79. L'energia i les característiques de les erupcions plinianes depenen de diversos factors, com són la quantitat de gasos dissolts en el magma, la reologia del magma, la forma i les dimensions de la boca de sortida i especialment el volum de magma extruït. Aquestes erupcions tenen lloc a conducte obert i es caracteritzen per la formació d'una columna eruptiva vertical, formada per gasos i piroclastes, de gran alçada (de 30 quilòmetres o més) i que presenta una forma típica de xampinyó o pi mediterrani.

En aquestes erupcions, es fragmenta en profunditat un volum considerable de magma juvenil, formant una dispersió de gasos i piroclastes que s'aproxima cap a la superfície en un règim estacionari (fig. 5). La velocitat de sortida del magma pot ser de diversos metres per segon. La baixa resistència de les roques de superfície, i també les elevades pressions de sortida dels gasos i piroclastes impliquen, generalment, l'erosió del conducte de sortida. Aquest eixamplament de les dimensions de la boca de sortida fa augmentar la velocitat de la barreja de gasos i piroclastes i pot implicar una transició de condicions subsòniques a supersòniques a la profunditat en què el conducte presenta un diàmetre mínim. La velocitat de sortida disminueix ràpidament amb la disminució del contingut en gasos del magma, mentre que l'alçada de la columna eruptiva depèn del radi de la boca de sortida. Si té lloc una disminució sobtada del contingut en gasos, o un eixamplament de la boca de sortida, la columna pot col·lapsar i donar lloc a corrents piroclàstics.

Un altre tipus d'erupcions explosives de gran violència són les *erupcions vulcanianes*. Aquestes erupcions, especialment freqüents en els volcans andesítics, tendeixen a ésser explosions instantànies





ALBERT FUJADAS

*Dipòsits piroclàstics de caiguda erosionats a l'illa de Tenerife (illes Canàries).*



ALBERT FUJADAS

*Caldera volcànica del volcà Pico Viejo a l'illa de Tenerife (illes Canàries).*

en què gran part del material piroclàstic correspon a fragments lítics que provenen de la roca encaixant o de parts solidificades del magma. En general, les erupcions vulcanianes estan associades a volcans centrals amb cons alts i de pendents pronunciats.

Les erupcions vulcanianes generen diverses explosions, separades per intervals d'alguns minuts fins a hores, produïdes en zones relativament superficials del conducte volcànic. Per explicar aquest tipus d'erupcions, es considera que una part del magma juvenil s'injecta dins del volcà, però no arriba a extruir per la presència d'un tap de roca que obstrueix la boca de sortida. Aquest tap pot estar format per material magmàtic que s'ha refredat i consolidat, o per una barreja d'aquest amb fragments derivats d'una explosió anterior, o simplement per roca encaixant. Quan la pressió dels gasos a l'interior del conducte és superior a la del tap es produeix l'explosió. L'augment de pressió sota el tap pot ser deguda al gas magmàtic o a la vaporització parcial d'un aqüífer.

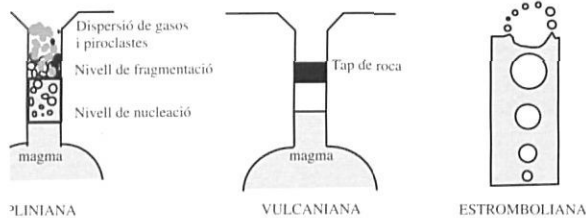
La majoria de les erupcions vulcanianes impliquen la participació d'aigua externa. En aquests casos una gran proporció de l'energia tèrmica s'utilitza per transformar l'aigua en vapor. Si la barreja de piroclastes i vapor augmenta i aquest es condensa, tindrem un augment de la densitat de la barreja. Aquest fet comporta que les erupcions vulcanianes tinguin columnes eruptives més baixes que les plinianes, en especial en les fases inicials, que és on s'extreu una gran quantitat de fragments de la roca que tapa el conducte. Les erupcions vulcanianes són de menor energia (menys volum de material i menys violència) que les erupcions plinianes i solen presentar al final l'emissió de laves molt viscoses i pobres en gasos.

Les erupcions estrombolianes són les erupcions explosives de menor intensitat i són característiques dels magmes basàltics (com és el cas de la majoria de les erupcions del vulcanisme quaternari gironí), molt menys viscós i molt més pobre en volàtils que els magmes més diferenciats. En aquestes erupcions es produeixen petites explosions separades per períodes de menys d'un segon fins a poques hores. La causa de les erupcions estrombolianes és l'aproximació cap a la superfície d'una o més bombolles de gas, mentre que el magma està en repòs (fig. 5). El procés de cada explosió correspon a l'evolució d'una bombolla de gas i al mecanisme se'l considera com una expansió adiabàtica (sense intercanvi de calor). La pressió de les bombolles de gas que arriben a la superfície i el seu ascens a través del líquid depenen de les

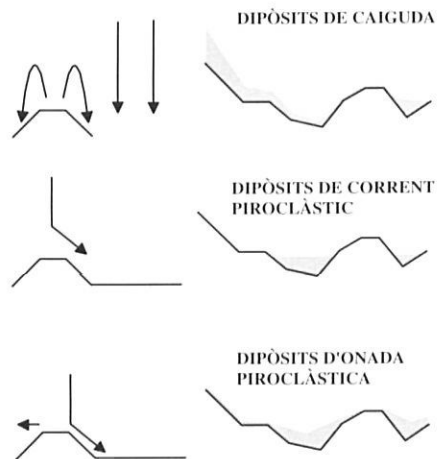
proprietats físiques del magma, i és per això que les erupcions estrombolianes es donen en magmes poc viscósos, on les bombolles de gas poden pujar cap a la superfície amb relativa facilitat. Els productes piroclàstics generats en aquestes erupcions corresponen a bombes, lapilli i cendra, que s'acumulen prop del centre emissor.

En parlar de les erupcions vulcanianes ja hem comentat la importància que pot tenir la interacció del magma amb aigua meteòrica. Aquest procés pot canviar totalment les característiques d'una erupció incrementant la seva intensitat i, fins i tot, pot transformar erupcions inicialment tranquil·les en altres extremadament violentes. Les erupcions hidromagmàtiques (hidrovulcàniques o freatomagmàtiques) són produïdes per la interacció del magma o d'un focus de calor magmàtic amb aigua meteòrica, ja sigui superficial o subterrània. Aquest tipus d'erupcions poden donar-se tant en magmes bàsics com en magmes àcids i quasi sempre es caracteritzen per la seva extrema violència. Tot i així, s'ha d'assenyalar que existeix un espectre continu entre les erupcions hidrovulcàniques i les purament magmàtiques.

La transferència d'energia del magma a l'aigua pot fer-se simplement per conducció, quan una intrusió magmàtica calenta escalfa l'aigua d'un aqüífer confinat; en aquest cas l'increment de pressió en l'aqüífer és suficient per produir una violenta explosió. Tot i així, les erupcions volcàniques més grans es produeixen per la interacció d'un magma amb un aqüífer, però en el decurs d'una erupció ja amb el conducte obert. La violència de l'explosió es deu a la velocitat en què es transfereix l'energia tèrmica del magma a l'aigua de l'aqüífer, que en la seva transformació a vapor i posterior expansió ja quasi a pressió atmosfèrica, pot desenvolupar el màxim de treball mecànic. La interacció aigua-magma cal que tingui lloc per sobre del nivell de fragmentació per tal que ambdós igualin les seves temperatures encara dins del conducte volcànic, on la posterior expansió isotèrmica del sistema assoleix els alts nivells d'energia cinètica i tèrmica que són característics de les erupcions plinianes. És important assenyalar també que la interacció aigua-magma pot tenir lloc quan la pressió de la dispersió gasos-piroclastes dins del conducte és inferior a la pressió hidrostàtica, la qual cosa indica que la interacció del magma amb aqüífers profunds únicament es podrà produir en estadis avançats de l'erupció.



Tipus d'erupcions explosives.



Tipus de dipòsits piroclàstics.

### Els dipòsits piroclàstics

Arribar a conèixer com és el vulcanisme explosiu depèn, en gran part, de l'estudi dels productes de les erupcions passades, particularment en el cas de les erupcions tan grans o violentes que fan difícil la seva observació directa, o que són tan poc freqüents que no donen ni l'oportunitat d'intentar-ho. La identificació dels mecanismes de transport i deposició constitueix un pas previ imprescindible si volem conèixer els mecanismes eruptius que els han originat. Els estudis sobre els materials piroclàstics poden ajudar a determinar el comportament intern dels volcans i la forma en què el magma ha estat extret de la cambra magmàtica, i també la presència de fenòmens de barreja de magmes o de zonacions dins d'aquesta. Finalment, l'estudi dels productes piroclàstics és fonamental per avaluar el risc volcànic d'una regió activa.

Els dipòsits piroclàstics són produïts per l'acumulació dels clastes originats per la fragmentació del magma i de la roca encaixant durant les erupcions explosives. Dins d'aquests dipòsits podem trobar tres tipus de components: fragments de magma i cristalls (fragments essencials o juvenils), fragments derivats de parts solidificades del magma (fragments accessoris), i fragments lítics derivats de les parets del conducte volcànic (fragments accidentals).

Els piroclastes poden formar acumulacions molt diverses segons siguin els mecanismes de transport i deposició. Tres són els mecanismes principals genètics i de deposició dels dipòsits piroclàstics: *dipòsits de caiguda*, *dipòsits de corrents piroclàstics*, i *dipòsits d'onades piroclàstiques* (fig. 6). En els primers, els piroclastes cauen directament al terra descrivint una trajectòria basílica (els fragments més densos) o verticalment des de la columna eruptiva (els fragments menys densos) després que aquesta s'hagi expandit formant un núvol de cendres que es desplaça lateralment controlat pels vents dominants. En els corrents piroclàstics, els fragments són transportats arran del terra dins d'un flux gravitatiu, laminar i d'alta densitat, parcialment fluïditzat, generalment originat pel col·lapse d'una columna eruptiva vertical, que es desplaça a una elevada velocitat i temperatura i en què la fase contínua entre les partícules és gas, essent la relació gas/partícules baixa. En el cas de les onades piroclàstiques, els clastes són transportats lateralment i arran del terra dins d'un flux turbulent,

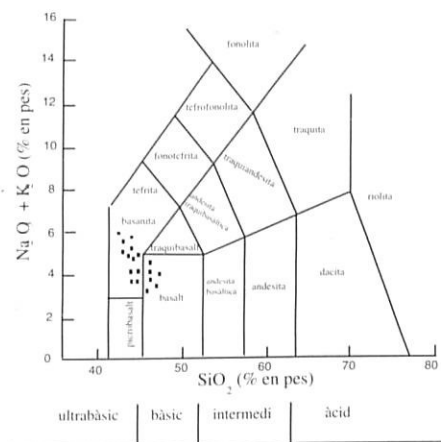
on la relació gas/partícules és elevada. Les onades piroclàstiques poden originar-se pel col·lapse de la part externa de la columna eruptiva, molt més diluïda i freda que la part central, o directament per explosions anulars rasants que es produeixen directament des de la boca d'emissió en algunes erupcions hidrovulcàniques. Tanmateix, existeixen altres tipus de dipòsits piroclàstics, com és el cas dels lahars i altres dipòsits vulcanoclàstics, que s'han originat indirectament a través d'un procés volcànic i que presenten característiques intermèdies entre els dipòsits piroclàstics i els sedimentaris.

Els dipòsits de caiguda s'originen per l'acumulació del piroclastes un a un. El que els diferencia dels dipòsits de fluxos piroclàstics (corrents i onades) on els fragments són transportats i acumulats en massa. Els dipòsits de caiguda cobreixen uniformement la topografia, acumulant-se tant a les depressions com a les zones altes. Presenten un bandejat paral·lel i lateralment continu i poden tenir gradació de mida dels clastes normal o inversa. La potència (gruix) del dipòsit i la mida dels fragments disminueix progressivament en allunyar-nos del centre emissor.

Els dipòsits generats pels corrents piroclàstics estan controlats per la topografia i reomplen els barrancs i les depressions. No acostumen a tenir cap organització interna pel que fa a la distribució dels clastes i tampoc tenen cap tipus d'estratificació, sinó que són massissos. La característica principal dels dipòsits de corrents piroclàstics és que contenen un elevat nombre de material juvenil vesiculat i de baixa densitat (*pómez*). Aquests dipòsits són característics d'erupcions explosives associades a magmes diferenciats.

Els dipòsits produïts per les onades piroclàstiques cobreixen la topografia, però tenen tendència a acumular-se cap a les valls. Es caracteritzen per presentar estructures sedimentàries unidireccionals i per tenir una classificació granulomètrica bona. Sovint presenten una base erosiva sobre els materials del substrat. En detall, sembla probable que existeixi una gradació completa entre els dipòsits de les onades piroclàstiques i els dels corrents piroclàstics.

La paraula *lahar*, d'origen indonesi, serveix per designar un flux de materials volcànics transportats en massa mitjançant el concurs d'un fluid com és l'aigua. Aquests dipòsits es poden presentar interestratificats amb materials volcànics (laves, piroclastes) i amb materials sedimentaris.



Classificació de les roques volcàniques del vulcanisme quaternari de Girona.

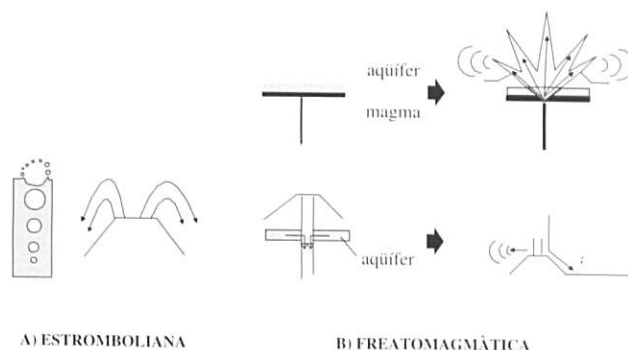
### El vulcanisme gironí

En el vulcanisme de la província de Girona els episodis més antics s'observen a l'Alt Empordà i tenen de l'ordre d'uns 10 a 11 Ma (milions d'anys). Des de llavors fins gairebé el present, l'activitat volcànica ha aparegut de manera esporàdica però relativament contínua, passant cap al Baix Empordà, després cap a la Selva i finalment cap a la Garrotxa, on el vulcanisme ha estat present des de fa uns 300.000 anys fins fa uns 10.000 anys. Les erupcions més recents són les de la zona de Santa Pau, i concretament el Crosat i la Pomareda són les datacions més recents obtingudes (9.500 anys).

La zona volcànica neògena catalana és la resposta a un procés geodinàmic que afecta tota la Mediterrània occidental, i més concretament la zona denominada el Solc de València, des del miocè (24 Ma). En aquesta àrea i des d'aquesta època s'han succeït dos importants cicles geotectònics amb dos episodis magmàtics de característiques ben diferenciades. El primer cicle és del miocè inferior al miocè superior (24 a 18 Ma) i es va caracteritzar per unes condicions tectòniques compressives que van donar lloc a un magmatisme de tipus calcoalcalí, majoritàriament representat per manifestacions volcàniques subaèries a Mallorca i sobretot submarines en tot el sector mediterrani. L'origen d'aquest magmatisme pot explicar-se per la presència d'una zona de subducció que se situaria en una direcció NE-SO a la part nord de la Mediterrània occidental, a l'oest de les illes de Còrsega i Sardenya i de les illes Balears, amb el pla de subducció inclinat cap a la península Ibèrica.

Després d'aquesta etapa compressiva té una etapa distensiva que va des del miocè superior fins als temps presents i que afecta tota la zona del Solc de València, implicant un cert aprimament de l'escorça, de manera que podem parlar d'un ambient geodinàmic de rift intraplaca.

Aquesta zona de rift es connecta amb les altres més evolucionades de l'Europa occidental i que es van desenvolupar dins del mateix període de temps. El vulcanisme que es troba associat a aquest segon cicle tectònic és típic d'una zona de rift poc evolucionada i les seves manifestacions apareixen tant en zones de l'interior peninsular (zona volcànica catalana i manifestacions volcàniques de Picassent i Cofrentes, a la zona valenciana) com dins a mar (illes Columbrets i diversos volcans



Tipus d'activitat eruptiva del vulcanisme gironí.

submarins), delimitant els que serien els marges de la zona de rift del Solc de València.

La composició de les roques volcàniques neògenes a la província de Girona és molt monòtona, ja que es tracta només de basalts i basanites alcalines, amb l'única excepció de les traquites de Vilacolum, a l'Empordà (fig. 7). La presència de xenòlits ultrabàsics, derivats del mantell superior o d'acumulats (residus sòlids de la diferenciació magmàtica dels basalts) formats a l'esforça inferior, és característica d'alguns volcans de la Garrotxa. Aquests xenòlits poden ser piroxenites, melanograbes, amfibolites i lherzolites.

La mineralogia d'aquestes roques basàltiques és ben simple, ja que en la majoria dels casos només s'observa la presència de petits fenocristalls d'olivina, piroxè i plagiòclasi, dins d'una matriu parcialment vítria però sovint rica en òxid de Fe. Les roques de la Garrotxa són homogènies pel que fa al seu contingut en elements majors. Només el Ti mostra algunes variacions significatives entre diferents mostres, que es poden explicar com el resultat de diferències en la temperatura de formació d'aquestes roques basàltiques. En canvi, en alguns elements en traça, com és el cas de Ni, Co, Cr i les terres rares, s'observen variacions importants d'unes roques a les altres (d'unes zones a les altres) indicant diferències en l'àrea font dels magmes.

A partir de les dades geoquímiques i mineralògiques podem establir algunes consideracions petrogenètiques sobre l'origen i ascens dels magmes basàltics que van donar lloc a aquest vulcanisme. És evident que les roques volcàniques que trobem deriven de magmes basàltics que es van formar en el mantell superior a nivell de l'astenosfera, encara que en alguns casos la composició química de les roques sembla indicar una barreja amb líquids basàltics formats directament en el mantell litosfèric. La presència d'aquestes dues zones d'origen, astenosfera i litosfera, sembla que pot ésser deguda a un progressiu increment de la taxa d'extensió litosfèrica des dels primers episodis fins als últims, la qual cosa afavoriria l'ascens de material astenosfèric i un progressiu increment del grau de fusió parcial. Això també ve indicat, a més de la variació de composició de les roques, pel fet que el volum de material volcànic que trobem en superfície augmenta des dels primers episodis fins als últims.

La manca quasi total de contaminació crustal en els basalts i la poca diferenciació que presenten indica que van assolir ràpidament



*El Teide és un estratovolcà dins la caldera volcànica de Las Cañadas a Tenerife (illes Canàries)*

la superfície des de la seva zona d'origen. En el cas dels basalts que contenen xenòlits ultramàfics (més densos que el líquid basàltic), com en el Roca Negra, ha estat possible calcular la velocitat d'ascens del magmes i s'han obtingut resultats de fins a 0,2 m/s.

Un altre fet important per entendre com es van generar els magmes i com van pujar cap a la superfície, és que l'activitat volcànica va estar caracteritzada per la formació de petits cons estrombolians durant erupcions de caràcter monogenètic i de molt curta durada, associades a fractures amb una extensió lateral curta. Això fa pensar, a més de les dades geoquímiques, que cada erupció va ésser provocada per una bossada de magma individual, que va ser transportada ràpidament des de la zona d'origen. Cada una d'aquestes bossades representaria el producte d'un procés de fusió localitzat i independent.

L'àrea volcànica neògena de Girona està caracteritzada principalment per erupcions que van donar lloc a la formació de cons de cinder (lapil·li i escòries) al llarg de zones de fractura. Aquestes erupcions van tenir un caràcter monogenètic (només hi ha una fase eruptiva), de poc volum i de curta durada. Aquesta aparent monotonia en l'estil de les erupcions va fer pensar durant molt de temps que aquesta era la tònica general de tota la zona volcànica. No obstant, però, la revisió cartogràfica de la zona volcànica que s'ha dut a terme durant els darrers anys ha permès comprovar que a part de les erupcions estrombolianes hi ha hagut importants erupcions freatomagnètiques.

Les erupcions freatomagnètiques presenten diferents episodis, on s'alternen fases estrombolianes amb fases típicament freatomagnètiques. Dues són bàsicament les formes en què el magma pot interaccionar amb l'aigua meteòrica, en aquest cas sempre subterrània. En el primer cas (fig. 8) el magma instrueix a la base d'un aqüífer, escalfa l'aigua que hi ha en aquest i quan la pressió de vapor supera el límit de fractura de les roques es produeix una gran explosió que dona lloc a la formació d'un gran cràter envoltat per un dipòsit heterolitològic i heteromètric. Això és el que va succeir a la closa de Sant Dalmai. En el segon cas, el conducte volcànic passa a través de l'aqüífer sense que hi hagi cap mena d'interacció entre el magma i l'aigua. Quan l'erupció ja ha començat i el magma dins el conducte perd pressió, l'aigua de l'aqüífer pot accedir-hi i llavors es produeix la interacció entre ambdós, generant unes explosions que donen lloc a la formació de colades i onades piroclàstiques. Això és el

que sembla que va succeir en volcans com el Cairat, Canet d'Adri i puig de Banyà del Boc.

**Joan Martí i Molist** és vulcanòleg.

Institut de Ciències de la Terra «Jame Almera» CSIC.

**Albert Pujadas i Pigem** és geòleg.

Unitat de Geologia. Departament de Ciències Ambientals UdG.

## Bibliografia

### Vulcanisme en general

- ARAÑA, V. i ORTIZ, R. *Vulcanología*, CSIC-Ed. Rueda (1984), 528 pàg.
- CAS, R.A.F. i WRIGHT, J.V. *Volcanic Successions*. Allen & Unwin, London (1987), 528 pàg.
- FISHER, R.V. i SCHMINCKE, H.U. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin (1984), 472 pàg.
- COLOMBO, F. i MARTÍ, J. «Depósitos volcánico-sedimentarios. In: *Nuevas tendencias en Sedimentología*. Editor: A. Arche. Editorial: Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, vol. 1, (1989), pàg. 271-345.
- MARTÍ, J. i COLOMBO, F. «Erupciones explosivas. Piroclastos», en *Elementos de Vulcanología*, Díez-Gil, J.L. (ed.), Serie Casa de los Volcanes, v. 2, Cabildo Insular de Lanzarote (1992): 73-102.
- MARTÍ, J. i ARAÑA, V. (Eds.). *La vulcanología actual*. Col.: Nuevas Tendencias, CSIC (1993): 578 pàg.

### El vulcanisme gironí

- MALLARACH, J.M. *Mapa geològic de la zona volcànica de la Garrotxa*, (1982).
- MALLARACH, J.M. i RIERA, J. *Els volcans olotins i el seu paisatge*. K-tres (1982).
- MALLARACH, J.M. i MARTÍ, J. «El risc volcànic a la Garrotxa: Primeres aportacions». *Vitrina*, 2 (1987): 5-12.
- MALLARACH, J.M., MARTÍ, J. i CLAUDÍN, F. «Primeres aportacions sobre el vulcanisme explosiu d'Olot». *Revista de Girona*, 121 (1987): 69-74.
- MARTÍ, J. El vulcanisme neogeno-quadernari dels Països Catalans, en *Història Natural dels Països Catalans, Geologia*, vol. II, Fundació Enciclopèdia Catalana, (1992): 360-371.
- MARTÍ, J. i MALLARACH, J.M. «Erupciones hidromagnéticas en el vulcanismo cuaternario de Olot». *Estudios Geológicos*, 43 (1) (1987): 31-40.
- MARTÍ, J.; MITJAVILA, J.; ROCA, E. i APARÍCIO, A. «Cenozoic magmatism of the Valencia trough (Western Mediterranean): relation between structural evolution and Volcanism». *Tectonophysics, Special Issue: Valencia Trough*, 203 (1992): 145-166.
- MARTÍ, J.; ORTIZ, R.; CLAUDÍN, F. i MALLARACH, J.M. «Mecanismos eruptivos del volcán de la closa de Sant Dalmai (Prov. Gerona)». *Anales de Física*, vol. esp. serie B, 82 (1986): 143-153.

Aquest treball ha estat finançat a través del conveni entre el CSIC i el Parc Natural de la Zona Volcànica de la Garrotxa.