



ELS VOLCANS

1. QUÈ ÉS UN VOLCÀ?

Tothom té una idea gràfica, més o menys precisa, del que són els volcans. 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 quelcom imaginatives.

Un volcà és un punt de la superfície terrestre on té lloc la sortida a l'exterior de material rocós fos (magma) generat a l'interior de la terra i, ocasionalment, de material no magmàtic. L'acumulació d'aquests productes al voltant del centre emissor pot donar lloc a relleus positius amb morfologies diverses.

Aquesta definició ens dona una 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 (figures 1 i 2).

Per tant, encara que en l'escala dels temps geològics i fins i tot en la humana, els volcans representen temps relativament curts, des d'alguns dies fins a milers d'anys, en realitat són la resposta a processos de centenars de milers o milions d'anys de durada.

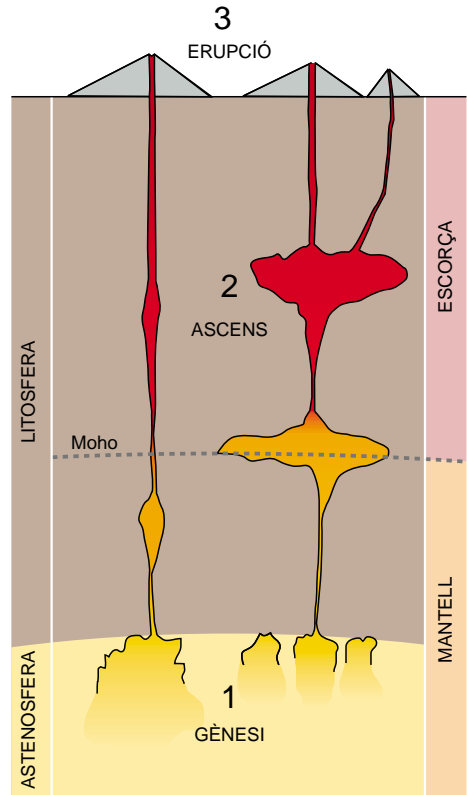
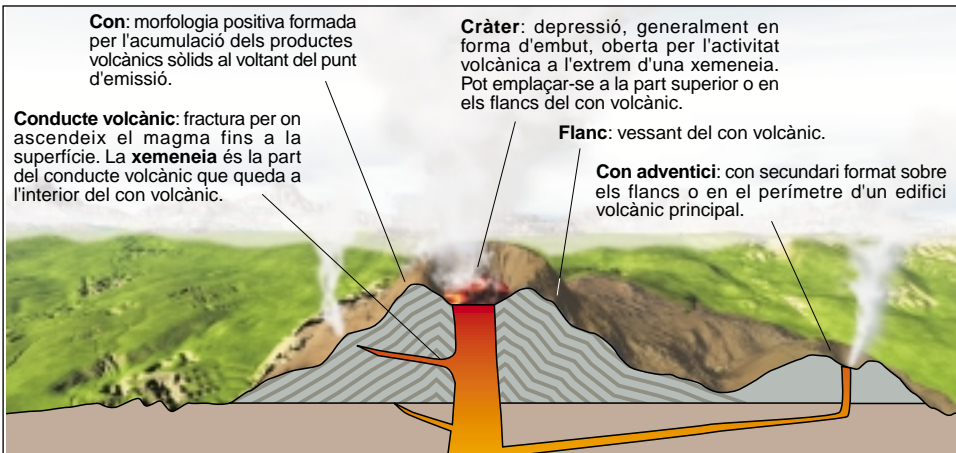


Figura 1. Sistema volcànic.

Figura 2. Edifici volcànic.



ELS MAGMES

Els magmes són barreges de material rocós fos, principalment de tipus *silicatat*, que poden contenir partícules sòlides (cristalls i fragments de roca) en suspensió i gasos dissolts.

La gran majoria de les roques que coneixem estan formades en gairebé la seva totalitat per minerals de la família dels silicats, minerals constituïts per anions SiO_4^{4-} aïllats o enllaçats els uns amb els altres mitjançant cations metàl·lics (figura 3). És per això que els magmes resultants de la fusió d'aquestes roques seran també de composició majoritàriament silicatada. Segons el percentatge de sílice que contenen, els magmes es classifiquen com a **bàsics** quan és inferior al 52%, **àcids** quan supera el 63%, i **intermedis** quan el percentatge està entre el 52% i el 63%

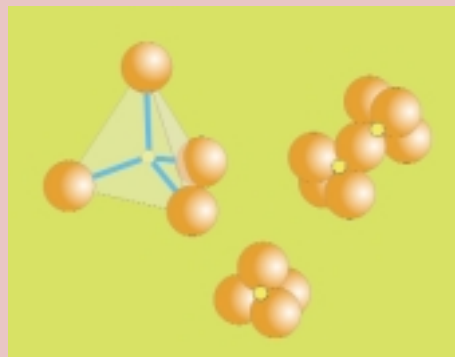


Figura 3. Molècula de SiO_2 .

Propietats físiques

La densitat, la viscositat i la temperatura són tres de les propietats físiques dels magmes que condicionen de manera més significativa els processos d'ascens i erupció. La densitat depèn principalment de la composició química dels materials fosos. La viscositat, és a dir, la resistència a fluir, depèn també de la composició del magma alhora que està condicionada per la temperatura (figura 4).

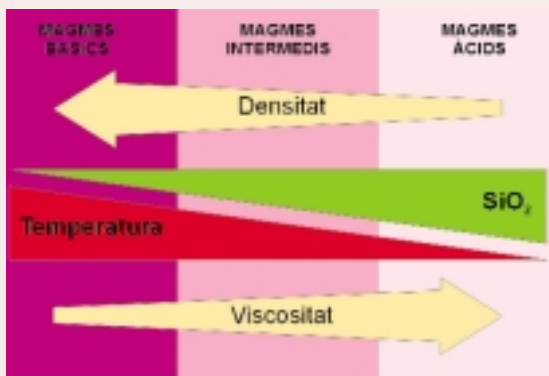


Figura 4. Variació de la composició i de les propietats físiques dels magmes.

La **densitat** varia en funció principalment del contingut en sílice (SiO_2) dels magmes. Els de composició bàsica, més pobres en sílice, tenen una densitat més alta com a conseqüència del major nombre de cations metàl·lics pesants incorporats a la seva estructura.

La **viscositat** és més elevada en els magmes àcids que en els bàsics, com a conseqüència d'un nombre més gran d'enllaços entre les seves molècules de sílice. L'augment de temperatura en disminueix la viscositat ja que afavoreix l'excitació de les molècules i per tant dificulta la formació d'enllaços.

La **temperatura**, per contra, és més alta en magmes bàsics, que poden arribar a assolir els 1.100°C , mentre que els magmes àcids tenen temperatures de fusió entre els 700 i 800°C .

2. GÈNESI DE MAGMES

Els magmes es formen a l'interior de la Terra, generalment a la zona del mantell superior, tot i que ocasionalment també poden generar-se a menys profunditat, dins de l'escorça.

La gènesi de magmes és el procés pel qual es produeix el pas de fase sòlida a fase líquida de les roques del mantell i l'escorça.

La formació de material fos, és a dir, la fusió, obeeix a diferents causes, que poden actuar de manera conjunta o aïllada: **descompressió, increment de la temperatura i increment de la presència d'aigua** (figura 5).

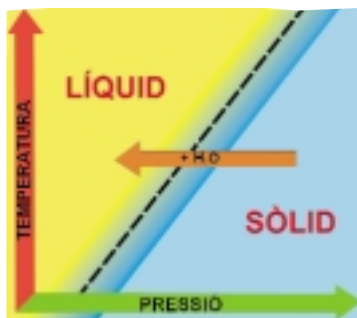


Figura 5. Causes de la fusió de roques.

El magma es pot generar sempre que sobre un cos rocós inicialment sòlid s'apliqui un increment important de temperatura, o bé quan una roca, que inicialment està sotmesa a temperatures i pressions molt elevades, experimenta una considerable disminució de la pressió. Tanmateix, en condicions constants de pressió i temperatura, l'assimilació d'aigua per part d'alguns minerals que formen la roca rebaixa significativament el seu punt de fusió.

Fusió parcial

La fusió és un procés que afecta només una part de la roca i no la seva totalitat. Les roques estan formades per diversos minerals, cada un dels quals té una temperatura de fusió diferent a una pressió determinada. La gènesi de magma comença quan fonen els minerals amb un punt de fusió més baix i progressa afectant altres minerals de la roca. Per aquesta raó parlem gairebé sempre de fusió parcial de les roques, és a dir, fonen només alguns minerals i en proporcions determinades (figura 6).



Figura 6. Procés de fusió parcial.

a) El procés de fusió comença en els punts d'unió entre grans minerals, ja que són les zones que necessiten una menor energia perquè es produeixi el canvi d'estat sòlid a líquid.

b) Els líquids que es generen són menys densos que els minerals que els envolten. El líquid formarà una xarxa de canalets interconnectats i s'acumularà en zones preferents fins a tenir un volum crític mínim a partir del qual començarà a ascendir gràcies a la força de flotació.

c) La fusió progressa i el volum de líquid augmenta i s'acumula al sostre de les zones de fusió. Simultàniament, el sòlid residual es compacta cap avall, fet que comporta una separació cada cop més efectiva entre el sòlid i el líquid.

2.1 On es generen els magmes?

Els processos relacionats amb la formació de magmes s'expliquen dins del marc de la teoria de la tectònica de plaques. L'activitat volcànica, i en general magmàtica, no es distribueix a l'atzar sobre la superfície del planeta sinó que es concentra majoritàriament al llarg de les vores de les plaques tectòniques. Tanmateix, trobem volcans en zones allunyades de les vores de placa, tant als continents com als oceans, cosa que indica que també és possible una fusió més localitzada (figures 7 i 9).

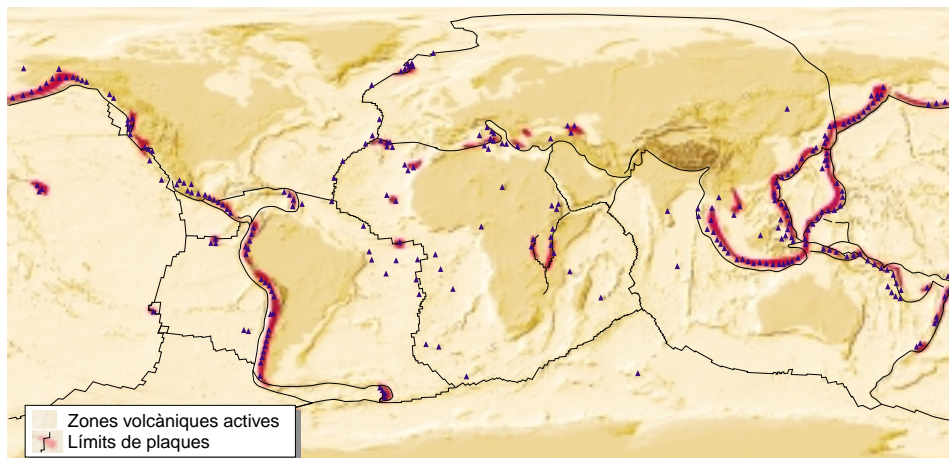


Figura 7. Plaques tectòniques i situació de les zones amb vulcanisme actiu al món.

Estructura interna de la Terra

L'interior de la Terra es divideix, segons la composició i densitat dels seus materials, en tres capes concèntriques: nucli, mantell i escorça (figura 8). Tanmateix, segons la rigidesa dels materials que la formen, en la part més externa del globus es diferencien dos nivells:

- la **litosfera**, constituïda per l'escorça i la part més externa del mantell superior, té un comportament fràgil.
- l'**astenosfera**, just per sota de la litosfera, és una part del mantell superior que té un comportament més plàstic i pot fluir sota l'aplicació de grans esforços.

La teoria de la tectònica de plaques proposa un model dinàmic del funcionament de la Terra, basat en el fet que la litosfera es troba dividida en un nombre reduït de plaques que suren, amb independència unes respecte de les altres, per damunt de l'astenosfera.

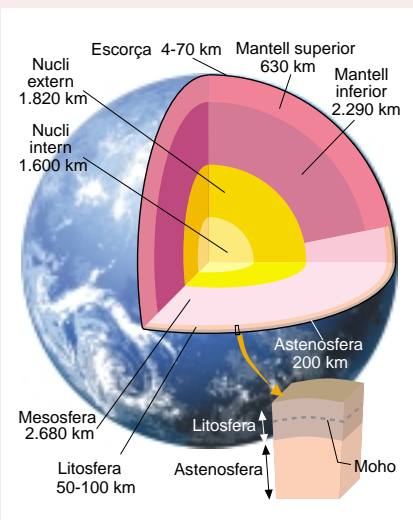


Figura 8. Secció interna del globus terrestre.

AMBIENTS GEODINÀMICS DEL VULCANISME

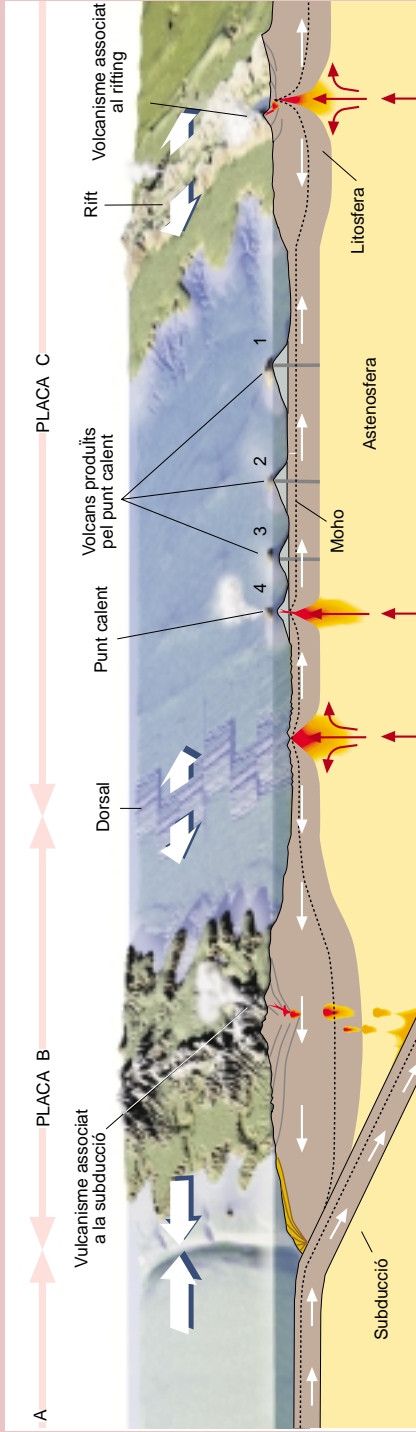


Figura 9. Litosfera terrestre. Tipus de contactes entre plaques tectòniques.

Zones de límits de plaques

Zones de subducció:

La convergència de dues plaques provoca que la litosfera, més freda, s'enfonsi dins del mantell i en rebaixi la temperatura. Tot i això, es produeix fusió a causa de l'entrada d'aigua al sistema mineral del mantell. Aquesta aigua, procedent de la deshidratació dels materials que subduïxen, rebaixa considerablement el punt de fusió dels minerals i permet fondre part de les roques mantel·liques encara que la temperatura ambient s'hagi reduït significativament.

Dorsals oceàniques:

Es produeix la separació entre dues plaques litosfèriques. Això provoca la descompressió del material del mantell i la consegüent fusió de grans volums de solid que poden ascendir de manera continuada cap a l'eix de la dorsal.

Punts calents:

Focs volcànics, allunyats de les vores de placa, generats per un increment anòmal de temperatura en el mantell. Aquests s'associen a plomalls ascendents de materials mantel·liques més profunds que s'originen per la mateixa dinàmica convectiva del mantell.

Zones de rift:

En zones de l'interior de les plaques litosfèriques el moviment convectiu del mantell inicia un aprimament de l'escorça i genera un procés distensiu que pot culminar amb el trencament complet de la litosfera i la creació de nova escorça oceànica. En algunes zones el trencament litosfèric és parcial, o ni es produeix; tanmateix, es desenvolupa un sistema de falles normals que afavoreixen l'ascensió del magma.

Zones d'intraplaca

3. ASCENS DE MAGMES

El magma pot separar-se definitivament de la zona de fusió i iniciar l'ascens cap a zones més superficials quan el volum de material fos és prou gran per superar la pressió que hi exerceixen sobre ell les roques que l'envolten.

L'ascens de magmes és el desplaçament dels materials fosos des de les zones d'origen fins a zones més superficials i depèn del volum de líquid generat inicialment, de les seves propietats físiques i de l'estructura tectònica de la zona que l'envolta.

En alguns casos, els magmes pugen a la superfície terrestre directament des de la zona d'origen, sense pràcticament aturar-se, i donen lloc, generalment, a erupcions úniques i de curta durada. Sovint, però, els magmes s'acumulen en zones intermèdies de la litosfera formant cambres magmàtiques (figura 10) on poden solidificar totalment o continuar ascendint cap a l'exterior.

Les cambres magmàtiques

Són reservoris de magma que es localitzen a l'interior de la litosfera, a profunditats d'entre 1 i 60 km. Poden ser realimentats periòdicament pel magma que procedeix de les zones de fusió. Si estan connectats amb la superfície terrestre, es produeixen successives erupcions que formen volcans o complexes volcànics amb un període d'activitat total molt llarg, encara que no continu. Aquest és el cas de volcans com el Teide, el Fuji, l'Etna, el Vesuvi, etc.

Les causes que provoquen l'aturada de l'ascens del magma, en un lloc determinat de l'interior de la Terra, estan relacionades amb l'estructura de l'escorça i amb la distribució del camp d'esforços tectònics en cada punt. En les zones d'acumulació de magmes es dona una situació de densitat neutra, és a dir, la densitat del magma és igual a la de les roques que el contenen.

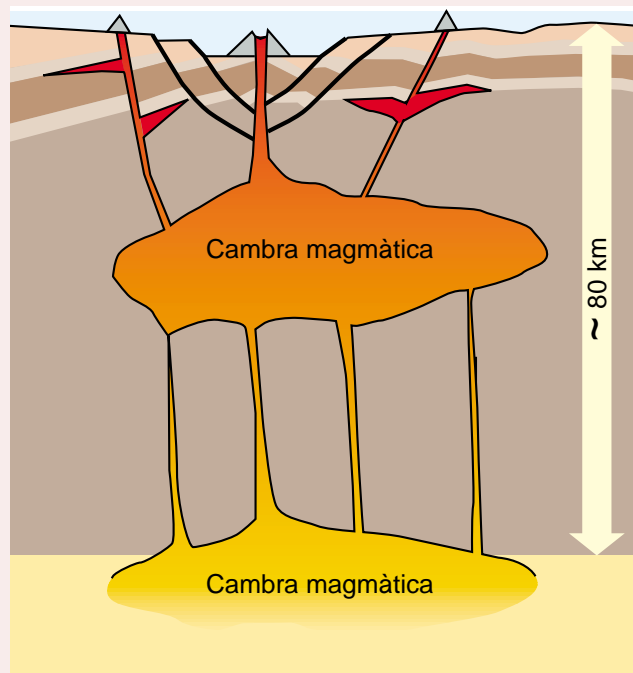
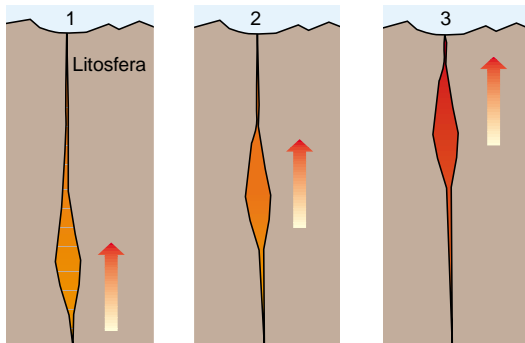


Figura 10. Esquema d'una cambra magmàtica.

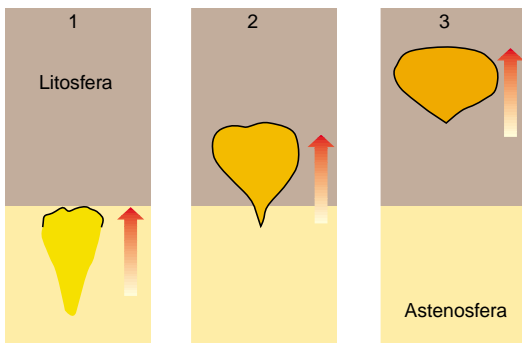
3.1 Com ascendeixen els magmes?

Les diferències de pressió entre el magma i les roques que l'envolten, provocades per la menor densitat del líquid, són les que donen lloc al moviment ascensional del magma. Els mecanismes d'ascens poden ser de dos tipus: diapíric o per bombament a través de fractures (figura 11).



El moviment diapíric consisteix en l'ascensió de grans bossades de magma que es desplacen a causa de la força de flotació. El moviment dels diapirs és possible per la relativa plasticitat de les roques situades a més fondària, que es deformen en contacte amb el magma a alta temperatura.

Figura 11. Ascens diapíric i a través de fractures.



Els magmes generats en el mantell superior ascendeixen inicialment com a diapirs fins que arriben a zones menys profundes, on ho fan a través de fractures a causa del comportament fràgil de les roques. La gran mobilitat d'aquests magmes, que tenen composicions bàsiques i són poc viscosos, fa possible la seva circulació a través d'esquerdes relativament estretes.

Els magmes generats a l'escorça tenen composicions més àcides i, en conseqüència, viscositat elevada. La seva poca mobilitat només fa possible l'ascens a partir de grans diapirs. La circulació a través d'esquerdes estretes d'aquests magmes és molt excepcional i cal que es donin unes condicions estructurals favorables perquè es produeixi. Tot i que també poden arribar a assolir la superfície de la Terra sovint, les masses de material fos s'acumulen a l'interior de l'escorça en forma de cossos arrodonits que anomenem *plutons*. La seva posterior solidificació dóna lloc a les roques ígnies de tipus plutònic.

3.2 Què li passa al magma durant el seu ascens?

El magma es diferencia en el seu recorregut cap a la superfície, és a dir, varia de composició. Els principals mecanismes de diferenciació magmàtica que es donen durant l'ascens són tres: cristal·lització fraccionada, barreja de magmes i assimilació de l'*encaixant* (figures 12a, 12b i 12c). Aquests processos poden actuar de manera conjunta o aïllada i donen lloc a un ampli espectre de composicions químiques en els magmes resultants.

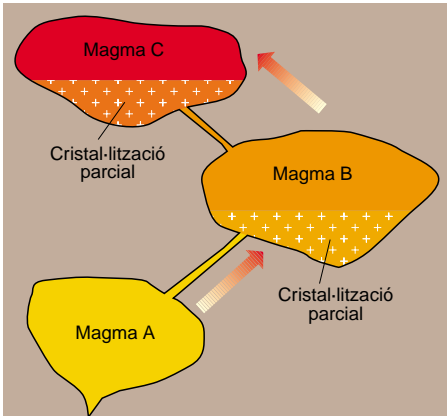


Figura 12a. Cristal·lització fraccionada.

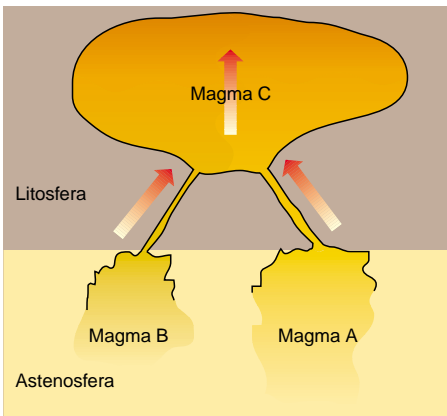


Figura 12b. Barreja de magmes.

Barreja de magmes

En el camí d'ascens cap a la superfície, un magma pot barrejar-se amb d'altres de composicions i propietats físiques diferents. El resultat final serà un magma amb característiques diferents a la dels magmes inicials.

Cristal·lització fraccionada

La pressió i la temperatura a les quals està sotmès el magma disminueixen generalment durant el seu ascens. En les noves condicions termodinàmiques, els diferents elements químics del magma es reagrupen i formen estructures cada cop més estables, que donen lloc als primers nuclis sòlids. Aquests nuclis creixen fins a esdevenir *crystals* separats del líquid, el qual tindrà una composició diferent a la del magma primari.

Aquest procés pot repetir-se diverses vegades en el curs de la història evolutiva del magma. Així doncs, a partir d'un magma inicial es poden formar diverses roques (agregats minerals) i diversos líquids residuals, tots ells de composicions diferents.

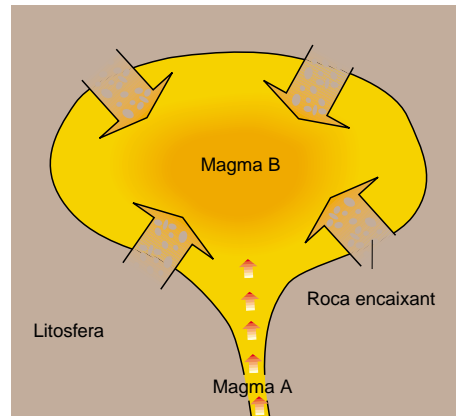


Figura 12c. Assimilació de l'encaixant.

Assimilació de l'encaixant

En alguns casos, el magma, a altes temperatures, pot fondre parcialment les roques que l'envolten i incorporar part dels seus minerals. La composició original del magma queda modificada per l'assimilació d'aquests components.

LES ROQUES ENS PARLEN

Tot i el reduït nombre de mecanismes de fusió i d'indrets on aquesta es pot produir, els diferents tipus de roques que fonen a la zona d'origen, l'existència de diferents graus de fusió parcial i els processos de diferenciació magmàtica donen lloc a un ampli espectre de composicions magmàtiques. El resultat de la solidificació d'aquests magmes serà, en conseqüència, la formació de la gran diversitat de roques volcàniques i *ígnies* en general que podem trobar a la superfície de la Terra (figura 13).

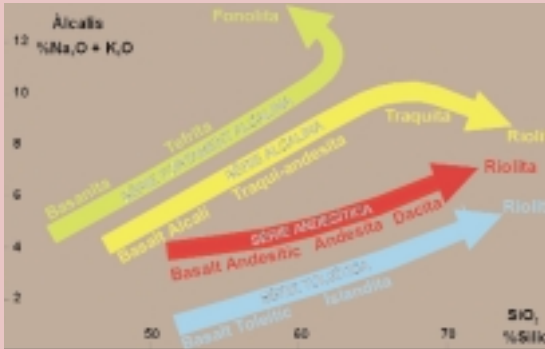


Figura 13. Taula de classificació de roques volcàniques.

Conèixer quins han estat els *processos petrogenètics* que han actuat per donar lloc a una roca determinada és la tasca principal de la *petrologia* i la *geoquímica*. Aquestes dues branques de la geologia estudien, a partir de l'anàlisi química, mineralògica i textural, on i com es va generar el magma primari i quina va ésser la seva evolució fins a esdevenir una roca determinada.

Composició química de les roques ígnies

El contingut i la proporció en què es troben els diferents elements químics en una roca ens donen informació sobre l'origen i l'evolució composicional del magma que l'ha format.

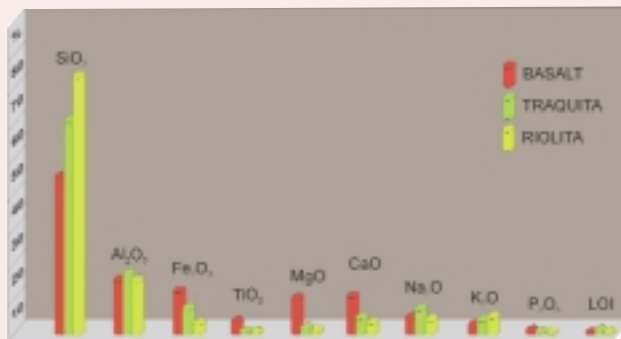


Figura 14. Anàlisi mineralògic i químic d'un basalt, d'una traquita i d'una riolita.

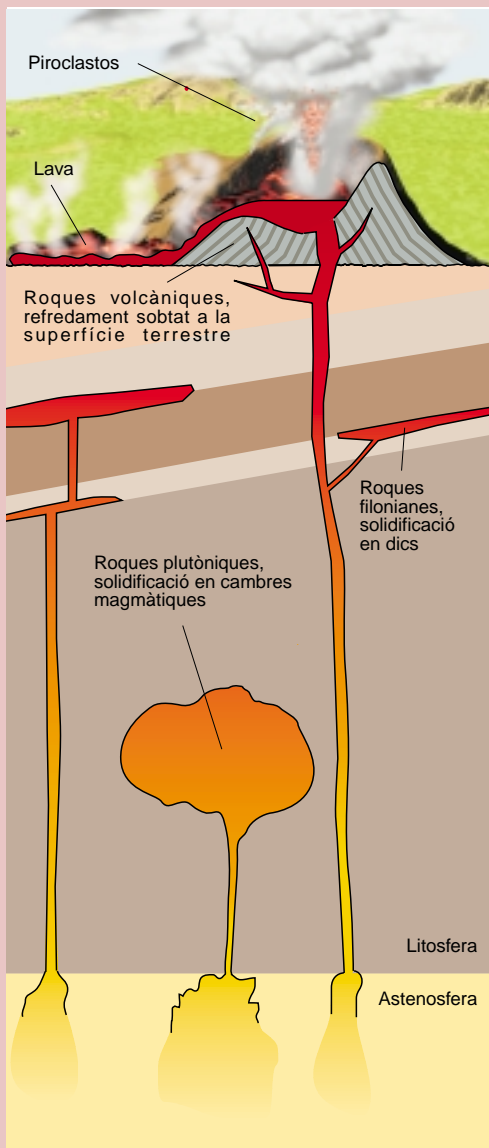
Les relacions entre els elements majoritaris (aquells que estan en una proporció superior al 0,1%) i els elements en traça (el seu contingut és inferior al 0,1% i s'expressa en parts per milió, ppm) ens informen sobre els canvis de composició química del magma i dels processos de diferenciació que han tingut lloc durant el seu ascens.

Els isòtops radiogenics i els elements del grup de les *terres rares*, que també apareixen en proporcions molt petites, són els que més informació donen sobre els mecanismes de gènesi dels magmes, a més de servir de complement en els estudis sobre diferenciació magmàtica.

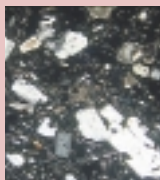
ELS TIPUS DE ROQUES ÍGNIES I LA SEVA TEXTURA

La textura d'una roca ígnia es defineix pel conjunt de característiques dels seus components mineralògics: les mides absolutes i relatives, la forma i les relacions geomètriques entre si. Encara que alguns d'aquests aspectes poden observar-se al camp, l'anàlisi textural és una tasca que cal fer gairebé sempre amb l'ajut del microscopi petrogràfic.

La velocitat de refredament del magma, condicionada per la profunditat a què solidifica, queda reflectida en la textura de la roca (figura 15). Així doncs, l'anàlisi textural ens revelarà quins han estat els estadis pels quals ha passat el magma durant la seva solidificació.



El magma pot arribar fins a la superfície i produir una erupció. El seu refredament, en aquest cas, és molt ràpid. La difusió d'elements dins el magma pot quedar totalment inhibida, cosa que dóna lloc a roques amb textura vítreia (obsidiana i pumites), és a dir, sense estructura cristal·lina. Generalment, però, la textura típica de les roques resultants és la microcristal·lina, formada per cristalls de gra molt fi. També podem trobar-ne amb textura porfírica, més característica de les roques subvolcàniques.



Si el magma s'emplaça a nivells més superficials, però encara dins l'escorça terrestre, forma cossos intrusius com *dics* i *sills*. El procés de refredament és notablement ràpid i per això els nuclis cristal·lins nous poden créixer poc. Tanmateix, els cristalls formats en profunditat, en condicions més favorables al seu desenvolupament, tindran formes més regulars i dimensions més grans en relació amb la resta. El resultat és una textura anomenada porfírica, on cristalls grans i de formes regulars (fenocristalls) estan envoltats per una matriu cristal·lina generalment de gra molt més fi.



Quan un magma solidifica en profunditat, la disminució lenta de la temperatura afavoreix la difusió dels elements químics i, per tant, l'aportació de nou material cap als nuclis cristal·lins que s'estan formant. Això donarà com a resultat una roca cristal·lina amb textura granular constituïda per cristalls grans de dimensions similars.

Figura 15. Emplaçament de diferents tipus de cossos ígnis.

4. L'ACTIVITAT ERUPTIVA

Una de les manifestacions més evidents de la dinàmica interna de la Terra és l'activitat eruptiva. Aquesta, en alguns casos violenta i en altres tranquil·la, constitueix l'episodi final del procés volcànic.

L'activitat eruptiva és el conjunt de fenòmens relacionats amb la sortida de materials sòlids, líquids i/o gasosos a la superfície terrestre des d'un centre emissor.

En el curs de la formació d'una regió volcànica es poden diferenciar fins a cinc unitats d'activitat eruptiva, segons sigui la durada i/o l'estil dels fenòmens relacionats amb la sortida de materials a la superfície. La jerarquia establerta per a aquestes unitats és, de menor a major, la pulsació, la fase, l'erupció, l'època i el període eruptiu.

Unitats d'activitat eruptiva

PULSACIÓ ERUPTIVA

Batec de l'emissió de materials volcànics que pot durar des de segons fins a alguns minuts. La deposició dels materials expulsats en aquest temps dona lloc a una capa o nivell.

FASE ERUPTIVA

Conjunt de pulsacions amb el mateix estil eruptiu que pot durar minuts, hores o pocs dies. El dipòsit o conjunt de dipòsits resultants tenen característiques granulomètriques, morfomètriques i de compactació semblants.

L'ERUPCIÓ

És la unitat d'activitat eruptiva base i pot durar dies, mesos, o fins i tot anys. Inclou una o diverses fases eruptives i queda representada per una seqüència de dipòsits. Entre dues erupcions diferents des del mateix centre emissor, ha d'haver transcorregut un lapse de temps prou llarg perquè es desenvolupin sols o bé es donin processos d'erosió no volcànics.

ÈPOCA ERUPTIVA

Engloba diverses erupcions i pot tenir durades d'alguns centenars o milers d'anys. En aquest temps, pot tenir lloc la formació d'un o diversos edificis volcànics.

PERÍODE ERUPTIU

És la successió de diverses èpoques eruptives, separades per intervals de temps prou importants perquè es puguin produir fenòmens tectònics: plegaments, falles, etc. Pot durar de milers a milions d'anys i es formen regions o camps volcànics.

4.1 Per què es produeix una erupció?

L'inici d'una erupció té lloc quan la pressió exercida pel magma, dins el conducte volcànic o en una cambra magmàtica, supera la *pressió litostàtica*. L'augment de la pressió magmàtica es produeix bàsicament per dues causes, que poden actuar de forma conjunta o aïllada:

- La injecció de nou magma, procedent de zones més profundes de la Terra. Aquest és l'origen de la immensa majoria de les erupcions volcàniques.
- La sobresaturació en gasos (volàtils) d'alguns magmes en pujar cap a la superfície.

En magmes bàsics, pobres en volàtils, l'increment de pressió és generalment causat per la injecció continuada de nou magma, mentre que en magmes àcids es deu sovint a la combinació d'ambdues. Així doncs, en reservoris superficials de magmes àcids, sobresaturats de gasos, l'arribada de nou magma pot acabar desencadenant l'erupció.

Els volàtils en els magmes

Els volàtils més comuns en la majoria de magmes són el vapor d'aigua (H_2O), el diòxid de carboni (CO_2) i el diòxid de sofre (SO_2). La solubilitat d'aquests gasos depèn de la pressió i temperatura a què es troba el magma.

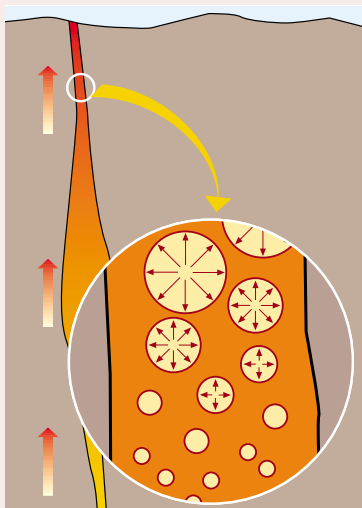


Figura 16. Expansió dels gasos en un conducte volcànic.

A mesura que el magma ascendeix cap a zones més superficials, la menor pressió litostàtica fa possible que els volàtils que conté dissolts se separin del líquid i formin una fase gasosa independent. Aquests volàtils es concentren en bombolles que augmenten en nombre i mida.

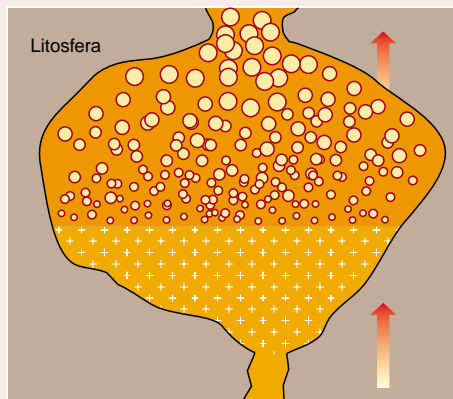


Figura 17. Expansió dels gasos a la cambra magmàtica.

En les cambres magmàtiques hi ha un procés de refredament i cristallització del magma. El líquid residual que en resulta s'enriqueix en volàtils pel fet que aquests sovint no poden incorporar-se fàcilment a les estructures cristal·lines. En aquest moment, es comencen a formar bombolles que fan augmentar la pressió del magma.

4.2 Tipus d'activitat eruptiva

Les característiques de l'activitat eruptiva depenen principalment del contingut en volàtils del magma i, per tant, de la seva composició inicial i l'evolució d'aquest durant l'ascens cap a la superfície. D'altra banda, el tipus d'activitat també estarà condicionada per la presència d'aigua a l'indret on finalment tingui lloc la sortida a l'exterior del magma. En funció de tots aquests factors, podem diferenciar dos tipus principals d'activitat eruptiva: l'efusiva i l'explosiva.

4.2.1 Activitat efusiva

Un baix contingut en volàtils del magma dóna lloc a manifestacions de tipus efusiu (figura 18). La pressió que exerceixen les bombolles de gas a l'interior del conducte volcànic no és prou important per fragmentar el magma i expulsar-lo a l'aire.

L'activitat efusiva es caracteritza per l'emissió tranquil·la i contínua de lava, nom que rep el magma una vegada ha sortit a l'exterior.

Aquest tipus d'activitat es pot generar principalment per:

- Emissió de magmes bàsics i ultrabàsics, originalment pobres en gasos.
- Desgasament de magmes àcids per la fugida gradual dels volàtils a través de fumeroles o erupcions de vapor.
- Activitat eruptiva explosiva prèvia, en què es produeix la pèrdua de la major part dels gasos del magma dins el conducte volcànic.



Figura 18. Emissió de lava.

4.2.2 Activitat explosiva

Les manifestacions volcàniques explosives estan associades a magmes amb un contingut de volàtils alt. En les explosions magmàtiques, els gasos es concentren en bombolles i s'expandeixen dins el tram final del conducte volcànic. Aquestes bombolles interaccionen les unes amb les altres i aïllen fragments de magma. L'escapament sobtat dels gasos, en el moment d'arribar a la superfície, provoca explosions més o menys violentes, que expulsen els fragments. En algunes ocasions, es produeixen explosions hidromagmàtiques provocades pel contacte d'aigua amb el magma. Així s'incrementa el grau d'explosivitat i també es produeix la fragmentació de les roques que envolten el conducte magmàtic.

L'activitat explosiva es caracteritza per la fragmentació i l'expulsió de forma violenta del magma i, ocasionalment, de les roques de l'encaixant. Els fragments resultants s'anomenen piroclastos.

EXPLOSIONS MAGMÀTIQUES

Per poder comprendre el funcionament de les explosions magmàtiques, ens pot servir la comparació del procés volcànic amb el que succeeix quan obrim una ampolla de cava (figura 19):

a) El magma, abans de l'erupció, està sotmès a una pressió més gran que l'atmosfèrica i els gasos volcànics resten dissolts en el líquid.

b) En desobstruir-se el conducte volcànic, es produeix una descompressió quasi instantània del magma, els gasos s'expandeixen i formen bombolles.

c) Els gasos fragmenten el magma i l'expulsen a l'exterior en forma de gotes de lava. Aquestes poden assolir grans velocitats.

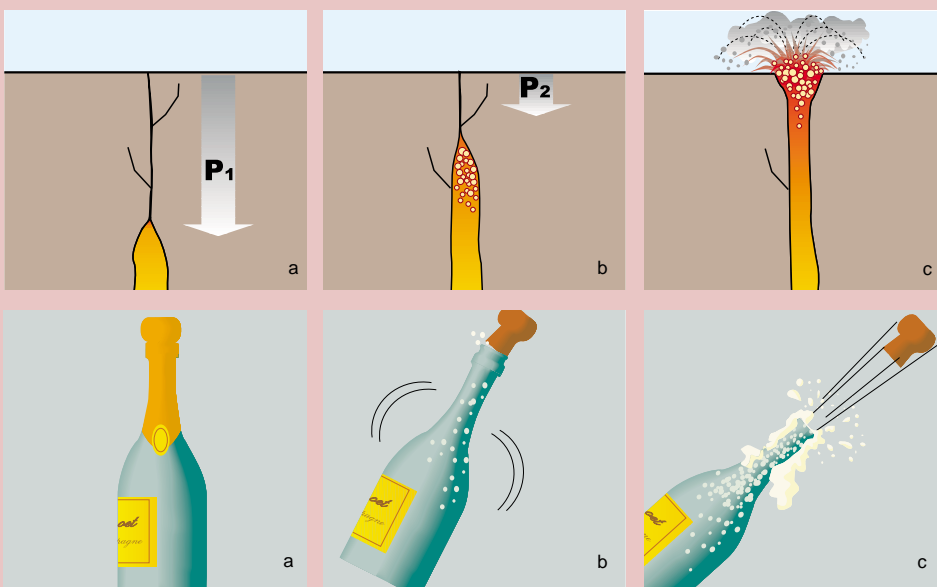


Figura 19. Representació d'una explosió magmàtica.

a) El cava dins l'ampolla està sotmès a una pressió molt alta a causa de la força que exerceix el gas i que s'acumula al coll de l'ampolla. L'elevada pressió interna fa que encara que la fermentació continuï no es pugui separar més gas i que aquest quedi parcialment dissolt dins del líquid.

b) En obrir ràpidament l'ampolla, el gas acumulat al seu coll s'escapa. La pressió dins l'ampolla disminueix de manera important i permet que el gas dissolt dins del cava comenci a difondre's, se separi del líquid i formi nombroses bombolles que creixen ràpidament.

c) Els gasos arrosseguen el líquid a gran velocitat cap al coll de l'ampolla, fragmenten el líquid i produeixen l'expulsió de gotes de cava. En escapar-se tot el gas, l'escuma regalima pel coll de l'ampolla ja que no té força suficient per sortir empenya a l'aire.

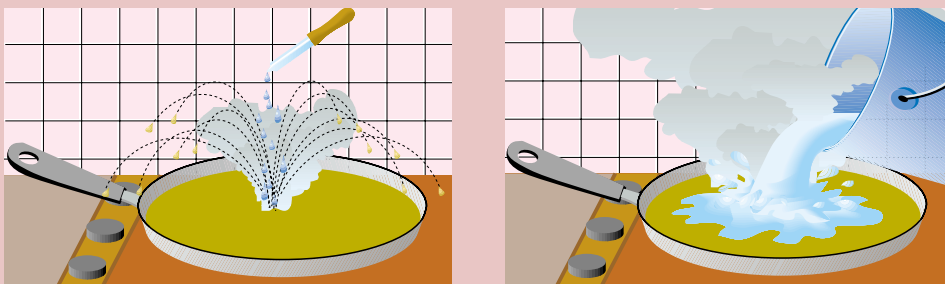
EXPLOSIONS HIDROMAGMÀTIQUES

Quan a la cuina de casa hi ha una paella d'oli calent al foc i, sense voler, hi cauen unes gotes d'aigua, es produeix un fenomen semblant al procés hidromagmàtic:

L'oli calent, comparable al magma d'una erupció, transfereix la seva calor a l'aigua, que es vaporitza instantàniament (figura 20). Aquest vapor s'expandeix i fragmenta l'oli que surt a gran velocitat de la paella, en forma d'esquitxos. En el cas del fenomen volcànic, les gotes d'oli expulsat corresponen als piroclastos.

Si es prova de tirar una galleda d'aigua sencera damunt la paella, es produeix una reacció molt diferent a l'anterior. En aquest cas, el percentatge més gran d'aigua refreda ràpidament l'oli i redueix l'explosivitat de la interacció, que pot arribar a ser nul·la. Aquest fet explica la baixa explosivitat de l'activitat eruptiva subaquàtica que té lloc, per exemple, a les dorsals dels fons oceànics.

Figura 20. Simulació d'explosió hidrovulcànica.



La relació entre el volum d'aigua i el de magma que es posen en contacte condicionarà de forma important el grau d'explosivitat de l'activitat hidromagmàtica (figura 21), tal com s'ha demostrat en experiments de laboratori.

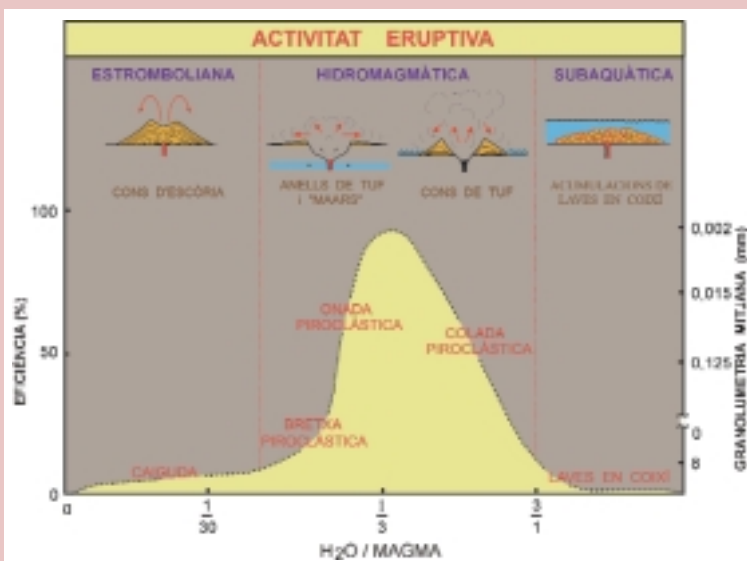


Figura 21. Diferents tipus de dipòsits i d'edificis volcànics resultants de l'activitat hidromagmàtica, segons la relació entre el contingut d'aigua que interacciona amb el magma i el grau d'explosivitat o eficiència de l'erupció. Wohletz i Sheridan (1983).

A partir dels volcans actius i de les grans erupcions esdevingudes en els darrers segles, s'han definit unes tipologies bàsiques d'activitat eruptiva explosiva magmàtica: estromboliana, vulcaniana i pliniana, segons el grau d'explosivitat. L'activitat explosiva hidro-magmàtica pot tenir també diferents graus d'intensitat.

Activitat estromboliana

El volcà Stromboli, a les Illes Eòlies, al nord de Sicília, va donar nom a aquest tipus d'activitat que es caracteritza per una explosivitat baixa, fruit de l'escapament del gas barrejat en el magma.

En l'activitat estromboliana es produeixen petites explosions separades per períodes de temps curts, que poden anar de menys d'un segon fins a poques hores. Cada una d'aquestes explosions o pulsos s'origina per l'aproximació a la superfície d'una o més bombolles de gas mentre el magma està en repòs (figura 16). El resultat és l'expulsió de fragments de magma que s'acumulen a l'entorn del centre emissor després de seguir trajectòries balístiques (figura 22).

La pressió del gas que arriba a la superfície i el seu ascens a través del líquid depenen de les propietats físiques del magma. Generalment, aquesta activitat està relacionada amb magmes basàltics, poc viscosos, en els quals la circulació de les bombolles de gas cap a la superfície té lloc amb relativa facilitat.

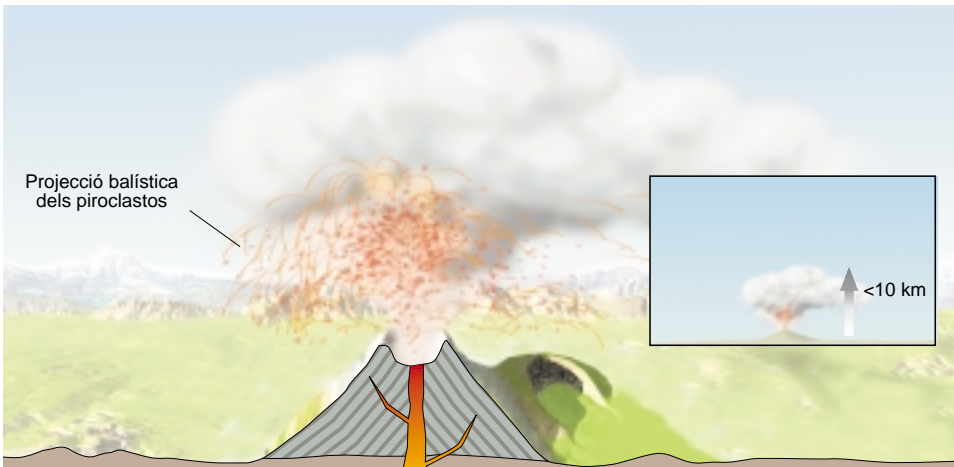


Figura 22. Activitat eruptiva de tipus estromboliana.

Activitat vulcaniana

Aquest tipus d'activitat es va definir a Vulcano. Aquesta illa d'origen volcànic també és a l'arxipèlag de les Eòlies i el seu nom prové de Vulcà, déu romà del foc.

L'activitat vulcaniana, caracteritzada per un grau d'explosivitat elevat, és de menor magnitud i violència que la pliniana (figura 23). Així doncs, el volum de material extret no supera, normalment, el kilòmetre cúbic i les columnes eruptives tenen alçades inferiors a 20 km. Tanmateix, el tret diferencial en aquest tipus de manifestacions són les explosions de curta durada separades per intervals de temps més o menys llargs (minuts a hores). L'origen d'aquestes explosions és l'obstrucció del conducte volcànic per un tap de roca, que pot estar format per material magmàtic que s'ha refredat i consolidat, per una barreja d'aquest amb fragments derivats d'una explosió anterior o, simplement, per roca encaixant. L'explosió es produeix quan la pressió dels gasos a l'interior del conducte és superior a la del tap, ja sigui per l'augment de gas magmàtic o, més freqüentment, per la vaporització parcial d'un *aquífer*. En conseqüència, una gran part del material projectat correspon a la fragmentació d'aquesta roca que obstrueix la boca de sortida.

Els magmes de composicions andesítiques, a causa de la seva alta viscositat, sovint s'acumulen i solidifiquen a la boca d'emissió. Així, té lloc la formació de doms que actuaran de taps en el conducte volcànic i desencadenaran aquest tipus d'activitat.

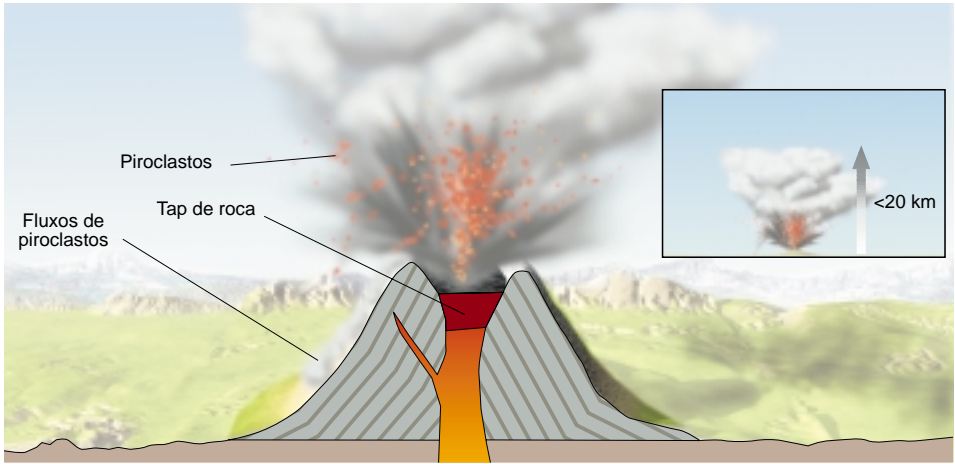


Figura 23. Activitat erupció de tipus vulcanià.

Activitat pliniana

Aquest tipus d'activitat prové del nom de Plini el Jove, que l'any 79 d.C. va descriure amb detall l'activitat erupció d'aquest tipus en el Vesuvi.

Es caracteritza per un alt grau d'explosivitat, amb manifestacions molt violentes on s'expulsen i es dispersen importants volums de fragments i volàtils (figura 24). A velocitats de centenars de metres per segon, els piroclastos i els gasos calents ascendeixen desenvolupant una columna, en forma de xampinyó, que pot arribar a alçades de més de 30 quilòmetres.

La columna es manté estable mentre surt material amb prou força des del centre emissor. Alhora, part dels fragments cauen, en forma de pluja de piroclastos, al voltant del centre erupció. Quan disminueix el contingut de gasos del magma, o bé, augmenta el radi de la boca de sortida per l'erosió de les explosions, la velocitat de sortida de materials decreix i es produeix el col·lapse total o parcial de la columna erupció.

Llavors, es formen fluxos de piroclastos que davallen a gran velocitat pels flancs del con volcànic.

Normalment, aquest tipus d'activitat s'associa a magmes àcids, diferenciats en cambres magmàtiques, on durant un llarg període de temps han evolucionat i s'han enriquit en gasos.

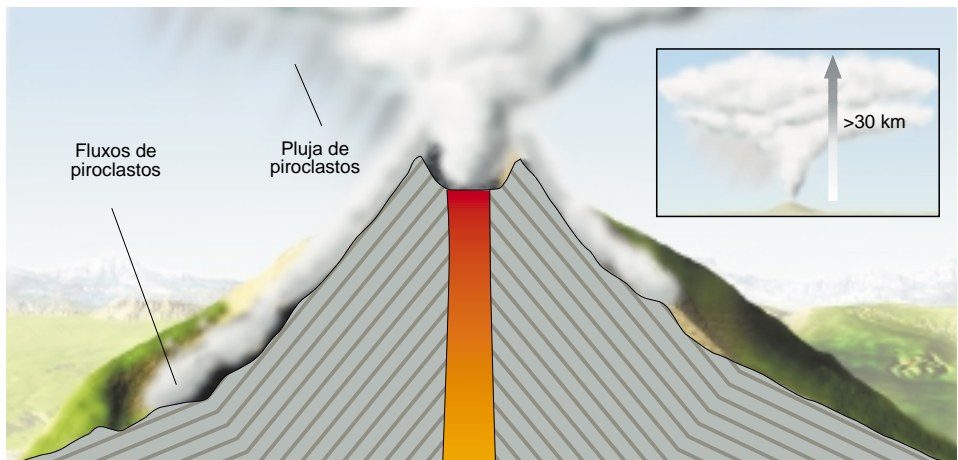


Figura 24. Activitat erupció de tipus pliniana.

Activitat explosiva hidromagmàtica

En el transcurs d'una erupció magmàtica, l'entrada d'aigua externa al sistema pot fer canviar totalment l'estil de l'activitat eruptiva. Tant és així, que una emissió de magma inicialment tranquil·la pot incrementar la seva violència de forma important i gairebé instantània. Aquest tipus d'activitat eruptiva pot donar-se tant en magmes bàsics com en magmes més evolucionats.

L'activitat hidromagmàtica és producte de la interacció del magma o d'un focus de calor magmàtic amb aigua meteòrica, ja sigui superficial (mars, rius o llacs) o subterrània (aquífers).

El terme més concret de freatomagmatisme s'utilitza per designar el procés d'interacció del magma amb aigua subterrània. En aquest cas, la transferència d'energia del magma a l'aigua pot portar-se a terme per conducció (figura 25) o per contacte directe (figura 26).

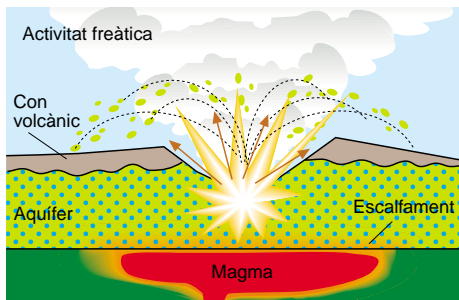


Figura 25. Activitat eruptiva freàtica.

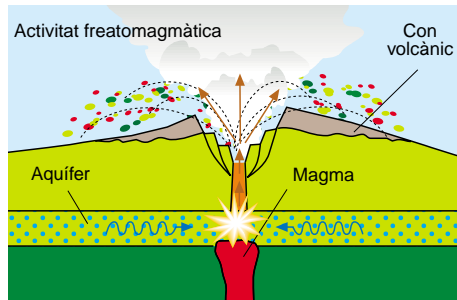


Figura 26. Activitat eruptiva freatomagmàtica.

Una intrusió de material fos pot escalfar i vaporitzar un aqüífer per conducció tèrmica, sense entrar-hi directament en contacte. En aquest cas, tenen lloc violentes explosions que expulsen únicament fragments procedents de les roques que formen l'aqüífer, sense que en cap moment hi hagi sortida de magma a l'exterior.

En el transcurs d'una erupció, l'aigua subterrània pot entrar en contacte directe amb el magma i vaporitzar-se instantàniament. Això només serà possible quan la pressió dels gasos del magma, dins el conducte volcànic, sigui inferior a l'exercida per l'aigua de l'aqüífer. Llavors, es produeixen violentes explosions que expulsen fragments de magma i de les roques que envolten el conducte volcànic

Activitat surtseiana

A Islàndia, l'activitat eruptiva és generalment de tipus efusiu i estrombolià, amb l'emissió de magmes bàsics. Tanmateix, l'any 1963, a la costa meridional islandesa, va néixer una nova illa volcànica, coneguda com a Surtsey, amb una activitat explosiva molt important. Les violentes explosions eren fruit de l'entrada d'aigua oceànica pel conducte volcànic i la seva vaporització instantània. Aquest estil eruptiu reconegut en la formació de molts altres volcans es coneix com a activitat surtseiana.



Figura 27. Erupció a l'Illa de Surtsey. Islàndia.

4.3 Materials volcànics

L'estudi de les roques volcàniques aporta informació de quins van ser els mecanismes de transport i deposició que les van originar i, per tant, del tipus d'activitat eruptiva del volcà. En aquest estudi cal tenir en compte les relacions geomètriques i texturals de les acumulacions de materials, així com la seva composició.

Els materials volcànics són tots aquells productes sòlids, líquids i gasosos expulsats en una erupció. Es pot diferenciar entre els volàtils, gasos que se separen del magma, i els que es dipositen, els quals es poden classificar en massius i fragmentaris.

4.3.1 Materials massius

Són cossos compactes de roca de composició homogènia, resultat del refredament de fluxos de lava que s'originen a causa de l'activitat eruptiva efusiva. Aquests cossos de roca poden presentar formes diverses segons la viscositat inicial del magma. La variació de la temperatura durant el seu emplaçament, el volum de material emès i, finalment, les característiques del terreny on s'emplaça (pendent, irregularitats, humitat, entre altres) també influeixen sobre la forma final que adquireixen.



Figura 28. Colada de lava solidificada del complex volcànic del Teide.

Les laves més fluides, de composició bàsica, donen lloc a **colades de lava** (figura 28). Són fluxos continus de material rocós fos que s'escolen per les zones més deprimides i poden arribar a recórrer grans distàncies.

Les laves derivades de magmes àcids són molt viscoses, normalment s'acumulen sobre la mateixa boca de sortida i construeixen **doms**. En aquells casos extrems en què la lava surt pràcticament solidificada, el resultat és la formació de *pitons* o *agulles*.

Les colades de lava

Les característiques que ens permeten diferenciar les colades de lava són la seva litologia, morfologia i estructura interna. Aquests paràmetres variaran segons la composició del líquid magmàtic, la velocitat de refredament del flux i les característiques del medi on s'emplaça. Segons l'aspecte de la seva superfície, les colades de lava es poden classificar en dos grans grups: llises i rugoses. L'estructura interna pot presentar-se de forma massiva i compacta o fracturada, per un *diaclasa* que s'anomena disjunció.

Morfologia de les colades



Figura 29. Colada de lava llisa (pahoehoe).

Les laves més fluides acostumen a presentar la superfície llisa o lleugerament ondulada (figura 29). En alguns casos, com a conseqüència de petites turbulències a l'interior de la colada, la superfície pot presentar arrugues o plecs perpendiculars a la direcció del flux, que donen lloc a les laves cordades.



Figura 30. Colada de lava rugosa (aa o malpais).

Les laves més viscoses tenen la superfície rugosa i irregular, formada per petits blocs (figura 30). La part més externa de la colada es refreda i forma una crosta, que a causa del continu avanç del flux es va trencant i dona lloc als blocs. Quan aquests fragments són de grans dimensions, la colada s'anomena en blocs.

Una mateixa colada pot presentar trams amb diverses morfologies a la seva superfície. Així, és freqüent observar com un corrent de lava té un tram inicial de superfície llisa, seguit d'un tram amb morfologia de lava cordada, que cada cop es fa més irregular fins a esdevenir una colada de lava rugosa.

Els corrents de lava submarins es comporten de manera diferent a com ho fan els subaeris. En entrar en contacte amb l'aigua, el refredament de la lava és sobtat i es forma una pel·lícula de vidre, més o menys plàstica, que individualitza bossades de material fos. Aquestes bosses cauen i roden en el sentit del pendent, es deformen pel pes d'unes sobre les altres i formen les laves en coixí (pillow laves).

Estructura interna de les colades: hàbits de retracció

Les laves experimenten una forta contracció en refredar-se, ja que el volum que ocupen una vegada solidificades és menor al que ocupaven en estat líquid. Aquest fet produeix el desenvolupament, a l'interior del cos de roca massiu, de diversos sistemes de fractures que formen els hàbits de retracció, també anomenats disjuncions. Els principals tipus de disjunció són: columnar o lenticular (figura 31).

La **disjunció lenticular** o **en lloses** es produeix quan el corrent de lava és encara en moviment, per exemple per realimentació del flux des del centre emissor, i les bombolles de gas es disposen en plans paral·lels a la direcció d'avanç. Aquests plans, a mesura que es refreda la lava, faciliten la formació d'una fracturació horitzontal que és més notòria al centre de la colada de lava.

La **disjunció columnar** té lloc quan el corrent de lava és en repòs. La diferència de temperatura entre el centre, encara molt calent, i el sostre i la base de la colada, ja refredats, permet que es generin cel·les de convecció en el seu interior. Aquestes cel·les es disposen perpendicularment a la base de la lava i desenvolupen una fracturació vertical, que individualitza prismes columnars hexagonals o pentagonals.



Figura 31. Disjunció columnar i lenticular.



Figura 32. Disjunció esferoidal.

Tot i que també es parla de **disjunció esfeoidal**, aquesta estructura interna que sovint presenten les zones més externes de les colades de lava no es pot considerar un hàbit de retracció (figura 32). Aquesta escamació en forma de boles de les laves és producte de la meteorització de la roca volcànica, com a conseqüència de la infiltració lenta d'humitat a través de les esquerdes de retracció ja existents. Un altre tipus d'alteració freqüent és el pigallat blanc, producte de la meteorització d'alguns minerals de la roca.

Els tossols

Quan el flux de lava s'emplaça sobre un llac o una superfície humida, l'aigua es vaporitza i una gran quantitat de gas s'incorpora al flux. Aquest gas, en forma de bombolles, ascendeix per l'interior de la colada fins a la part més externa, sovint semiconsolidada pel seu refredament més ràpid. L'acumulació de bombolles en aquesta zona produeix una pressió que pot deformar i acabar trencant la superfície de la colada. En resulten petits turons que poden arribar a ser d'algunes desenes de metres, que s'anomenen blisters o tossols (figura 33).



Figura 33. Tossol.

4.3.2 Materials fragmentaris

Són acumulacions de clastos generats, principalment, per l'activitat eruptiva de tipus explosiu. Les bombolles de gas individualitzen porcions de magma, que són expulsades de forma més o menys violenta cap a l'exterior. En alguns casos, les explosions volcàniques poden trencar part de les parets del conducte o de la xemeneia i, llavors, els fragments que en resulten surten barrejats amb els clastos de magma. Finalment, la deposició de tots aquests materials dóna lloc als dipòsits fragmentaris, també anomenats piroclàstics.

Sovint, l'activitat eruptiva explosiva és tan violenta que fa difícil la seva observació directa. En conseqüència, l'estudi dels dipòsits piroclàstics emesos és molt important per entendre el funcionament d'aquest tipus d'activitat.

Els piroclastos

La paraula piroclast ve del grec *clasto* i *piros*, és a dir, pedra de foc. Cadascun dels fragments, gran o petit, d'una naturalesa o d'una altra, que forma part d'un dipòsit piroclàstic, té unes característiques pròpies que cal tenir en compte.

Classificació segons la mida dels fragments

Les explosions volcàniques donen lloc a una àmplia varietat de mides de fragments. Dins d'aquesta diversitat granulomètrica, es diferencien tres grups principals de piroclastos: les cendres, el lapil·li i els blocs (figura 34).

Les **cendres** tenen diàmetres més petits de 2 mm; els **lapil·lis**, localment anomenats gredes o tosquiges, tenen grandàries d'entre 2 mm i 64 mm i, finalment, els fragments de dimensions superiors a 64 mm són els **blocs**.



Figura 34. Classificació de piroclastos segons la mida.

Naturalesa dels fragments

Entre els materials fragmentaris, es poden distingir dos tipus de clastos segons la seva naturalesa: juvenils i lítics. Alguns dipòsits piroclàstics estan formats exclusivament per un tipus de fragments, mentre que d'altres estan constituïts per una barreja d'ambdós.

Fragments juvenils: també anomenats essencials, provenen directament del trencament del magma que arriba a la superfície.

Fragments lítics: corresponen a fragments de les roques que formaven el conducte volcànic i que han estat arrencades per les explosions durant l'erupció. Els clastos lítics poden ser accessoris, quan deriven del trencament de roques volcàniques emeses en anteriors erupcions, o accidentals, quan són fragments de *roques sedimentàries*, *metamòrfiques* o ignies del substrat prevolcànic.

Altres terminologies emprades

Bombes volcàniques: alguns fragments de magma, de mida de lapil·li o bloc, quan són expulsats encara no estan del tot refredats i durant la seva trajectòria prenen morfologies arrodonides o fusiformes. Sovint presenten esquerdes superficials del tipus "crosta de pa". Aquestes es produeixen per l'expansió de les bombolles de gas a la part interior de la bomba, en estat semifluid a causa de la temperatura, mentre la part més externa ja està refredada i es fractura fràgilment (figura 35).



Figura 35. Bomba volcànica.



Figura 36. Escòria.

Escòries: són piroclastos juvenils, de mida de lapil·li o superior, amb morfologies irregulars, molt vesiculats i de composició basàltica o basalticoandesítica. En els dipòsits propers al centre emissor es poden presentar semisoldats, perquè en emplaçar-se no estan del tot solidificats (figura 36).

Pumicites: fragments juvenils, generalment de mida de lapil·li, de composició àcida i de colors clars. Es caracteritzen per la seva notable vesiculació i per tenir densitats que no superen l'1g/cm³ (figura 37), per tant, suren a l'aigua.



Figura 37. Pumicita.

4.3.3 Tipus de dipòsits piroclàstics

Els materials fragmentaris formen acumulacions molt diverses segons siguin els seus mecanismes de formació, transport i deposició. Tanmateix, atenent la seva gènesi, es poden diferenciar tres tipus bàsics de dipòsits piroclàstics: de caiguda, d'onada piroclàstica i de colada piroclàstica.

Dipòsits piroclàstics de caiguda

Es formen quan els fragments expulsats en l'erupció cauen lliurement, ja sigui verticalment, després de formar part d'una columna eruptiva, o bé descrivint una trajectòria balística des del cràter del volcà (figura 38). Els dipòsits de caiguda poden presentar una gradació de mida dels clastos i mostrar un bandejat paral·lel i lateralment continu. El gruix del dipòsit i la mida dels fragments disminueixen progressivament com més lluny són del centre emissor.

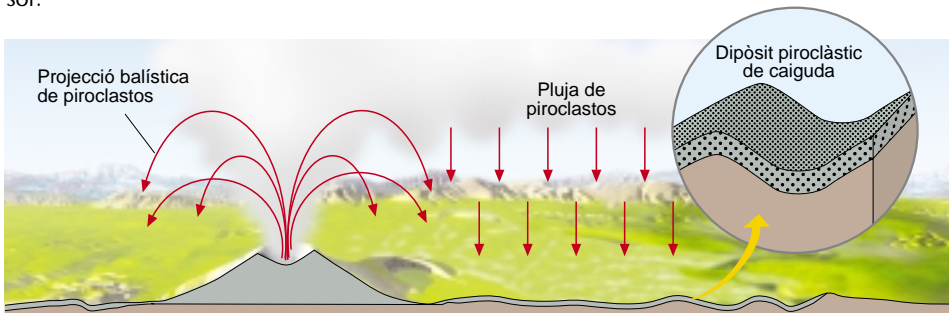


Figura 38. Projecció balística de piroclastos i emplaçament d'un dipòsit de caiguda.

Tipus de dipòsits de caiguda

a) **Dipòsits de caiguda estrombolians:** la baixa energia de l'erupció i la densitat elevada dels fragments fan que els materials expulsats no assoleixin grans alçades i caiguin directament seguint trajectòries balístiques. Aquest mecanisme és característic de l'activitat estromboliana, on els fragments s'acumulen al voltant del centre eruptiu i formen l'edifici volcànic.

b) **Dipòsits piroclàstics plinians:** quan la densitat dels fragments és baixa, aquests pugen fins a alçades importants formant les característiques columnes eruptives plinianes. Finalment, els materials cauen en forma de pluja de piroclastos. Els vents dominants poden desplaçar lateralment el núvol de materials que formen la columna i condicionar l'emplaçament dels piroclastos. Aquests dipòsits cobreixen uniformement la topografia, ja que s'acumulen tant a les depressions com a les zones altes (figura 39).

c) **Dipòsits de caiguda hidrovolcànics:** en les violentes explosions provocades per l'evaporació instantània de l'aigua, una part dels fragments expulsats també segueix trajectòries balístiques. En aquest cas, a diferència de l'estrombolí, el component horitzontal és molt més important que el vertical. Les acumulacions resultants, amb una presència important de fragments lítics, també s'anomenen bretxes piroclàstiques (figura 40).

Figura 39. Dipòsit de caiguda plinià.



Figura 40. Bretxa piroclàstica.

Dipòsits d'onada piroclàstica

Tenen el seu origen en fluxos gasosos turbulents que transporten lateralment i arran de terra petites proporcions de piroclastos a velocitats supersòniques. La formació d'onades piroclàstiques està associada, principalment:

- al col·lapse de la part externa de les columnes eruptives, molt més diluïda i freda que la central;
- a les explosions anulars rasants que es produeixen directament des de la boca d'emissió i es desplacen radialment.

Aquests fluxos són altament energètics i poden remuntar els pendents topogràfics. En conseqüència, els dipòsits produïts per les onades piroclàstiques cobreixen la topografia. Tot i això, l'acumulació més important de material es dona al fons de les valls (figura 41). Els dipòsits es caracteritzen per presentar estructures sedimentàries unidireccionals i per tenir una bona classificació granulomètrica. Sovint presenten una base erosiva sobre els materials del substrat.

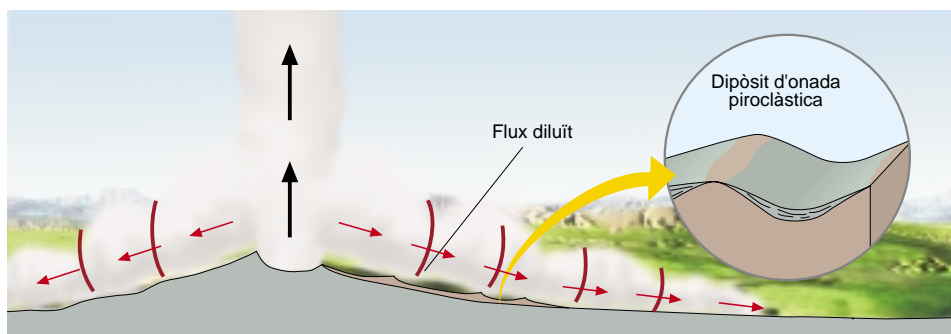


Figura 41. Emissió i emplaçament d'una onada piroclàstica.

Dipòsits de colada piroclàstica

Es dipositen a partir de fluxos gasosos laminars i rics en piroclastos que tenen una elevada temperatura i es desplacen a gran velocitat, s'encaixen en les zones deprimides, controlats per la gravetat. Generalment s'originen pel col·lapse, total o parcial, d'una columna eruptiva vertical i durant el seu emplaçament van acompanyades d'un gran núvol de cendres (figura 42).

L'acumulació dels materials transportats per aquests fluxos reomple els barrancs i les depressions. Normalment no tenen una estratificació clara ni una organització interna definida, i és freqüent que es presentin compactats a causa d'una cimentació secundària. Són característics d'erupcions explosives associades a magmes diferenciats, tot i que també es poden donar en vulcanisme de tipus bàsic. Les grans colades piroclàstiques, riques en pumícites, prenen el nom particular d'ignimbrites.

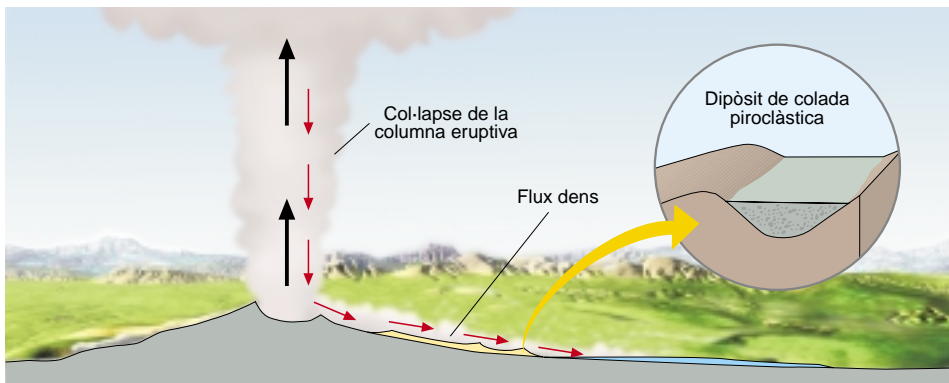


Figura 42. Dipòsit de colada piroclàstica.

Els dipòsits de colada i onada piroclàstica són les manifestacions extremes d'un ampli espectre d'emplaçaments i deposicions de fluxos. Així doncs, és freqüent trobar entre aquest dos tipus de dipòsits un ventall de termes intermedis.

Els lahars

La paraula lahar, d'origen indonesi, serveix per designar un flux aquós que transporta una gran massa de materials volcànics. Quan grans quantitats de neu cobreixen els volcans o els seus cràters estan ocupats per llacs, una erupció, per petita que sigui, pot provocar riades molt importants de fang i roques volcàniques. Aquests fluxos, que viatgen a grans velocitats, provoquen un augment sobtat del cabal del riu i arrossequen al seu pas tot el que troben en els fons de les valls: vegetació, infraestructures, vehicles i fins i tot poblacions senceres. Els dipòsits dels lahars són masses caòtiques de roques volcàniques i d'altres materials incorporats durant el seu emplaçament. En les seqüències de materials es poden presentar interestratificats amb dipòsits volcànics -laves o piroclastos- i amb materials sedimentaris (figura 43).



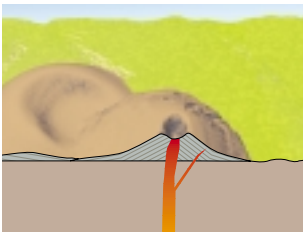
Figura 43. Emplaçament d'un lahar.

4.4 La morfologia dels volcans

L'acumulació dels materials volcànics expulsats a prop del centre emissor dóna lloc a la formació d'un o diversos edificis volcànics que, generalment, tenen forma cònica i poden ser de dimensions molt variables. La morfologia de les construccions volcàniques està estretament relacionada amb el tipus d'activitat eruptiva i els episodis que s'han esdevingut al llarg de la història del volcà. Tenint en compte aquest fet, es poden classificar els volcans en monogenètics o poligenètics.

Volcans monogenètics

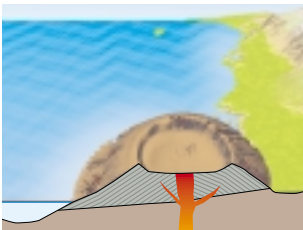
Són aquells que es formen en el decurs d'una única erupció, en la qual poden existir diferents fases i pulsacions. L'edifici que es construeix s'anomena simple i els principals tipus són: cons de piroclastos, cons de tuf, anells de tuf i maars. La successió de diferents fases eruptives pot donar com a resultat la superposició de diversos d'aquests edificis en un mateix volcà.



Cons de piroclastos o d'escòria

Resulten de l'activitat estromboliana i estan formats principalment per escòries. Els cràters poden ser circulars o esvorellats. La forma de ferradura pot ser deguda a la inclinació del conducte volcànic, a l'existència de vents dominants que acumulen els piroclastos en una direcció preferencial, o bé a la sortida de laves que arrossegueu part del material piroclàstic ja dipositat. Els flancs tenen inclinacions d'entre 30 i 40°.

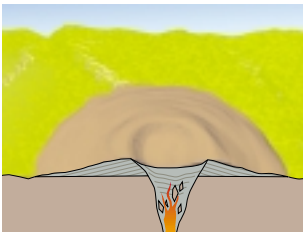
Figura 44. Con de piroclastos o d'escòria.



Cons de tuf

Es formen a partir d'activitat hidrovolcànica, on l'aigua que interacciona amb el magma entra al conducte volcànic pel centre emissor. Els materials que el formen són majoritàriament dipòsits piroclàstics compactats del tipus onada i colada piroclàstica. El cràter és de dimensions reduïdes i el con presenta flancs amb pendents d'entre 20 i 25°.

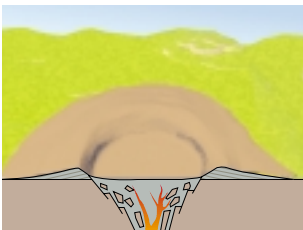
Figura 45. Con de tuf.



Anells de tuf

S'edifiquen com a conseqüència de l'activitat freatomagmàtica. Estan formats per dipòsits piroclàstics de tipus bretxa, onada i colada piroclàstica. Tenen un cràter de dimensions grans i un con de poca alçada amb flancs que presenten pendents al voltant de 10°.

Figura 46. Anell de tuf.



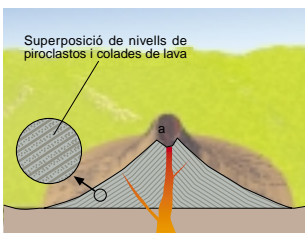
Maars

S'edifiquen en fases d'activitat freatomagmàtica i presenten unes característiques molt semblants als anells de tuf. En aquest cas, el cràter es troba excavat per sota el nivell topogràfic preeruptiu i el con, format per dipòsits d'onada i colada piroclàstica, té una alçada molt baixa.

Figura 47. Maar.

Volcans poligenètics

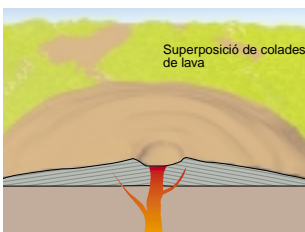
Són aquells que es formen a partir de diverses erupcions que tenen lloc durant un període de temps llarg, de milers fins a milions d'anys. Sovint estan associats a cambres magmàtiques intermèdies o superficials que experimenten successius episodis de buidatge i reompliment, i on els magmes primaris poden evolucionar. Els edificis característics resultants són els estratovolcans i els volcans escut.



Estratovolcans

També anomenats volcans compostos, estan relacionats amb erupcions de magmes àcids i intermedis on s'alterna l'activitat explosiva i l'efusiva. En conseqüència, estan formats per diverses superposicions de dipòsits fragmentaris i colades de lava. L'edifici, de grans dimensions, pot tenir flancs amb pendents que superen els 40°.

Figura 48. Estratovolcà.



Volcans escut

Formats per erupcions basàltiques on l'activitat efusiva és la dominant. L'edifici, amb una morfologia cònca, com el seu nom indica semblant a la d'un escut, està constituït per la superposició de nombroses colades de lava. El con és de poca alçada i els pendents dels seus flancs no superen els 10°. La base, en alguns casos, pot superar el centenar de quilòmetres de diàmetre.

Figura 49. Volcà en escut.

Tant els volcans monogènics com els poligenètics poden tenir associats edificis més petits al seu voltant relacionats clarament amb l'activitat de l'edifici principal que s'anomenen cons adventicis.

Calderes de col·lapse

En els volcans que tenen cambra magmàtica, al llarg d'una erupció es pot produir la sortida ràpida de gran quantitat de magma (etapa a). Llavors, el buidatge parcial o gairebé total del reservori de magma pot causar l'enfonsament de l'estructura que hi ha al damunt. Aquest col·lapse reactiva el dinamisme volcànic de forma important, i genera fases d'intensa explosivitat (etapa b). El resultat final és una depressió, generalment de dimensions quilomètriques, que anomenem caldera de col·lapse (etapa c). Les parets internes que limiten aquesta depressió són verticals i estan formades principalment pels dipòsits ignimbrics expulsats durant l'etapa b.

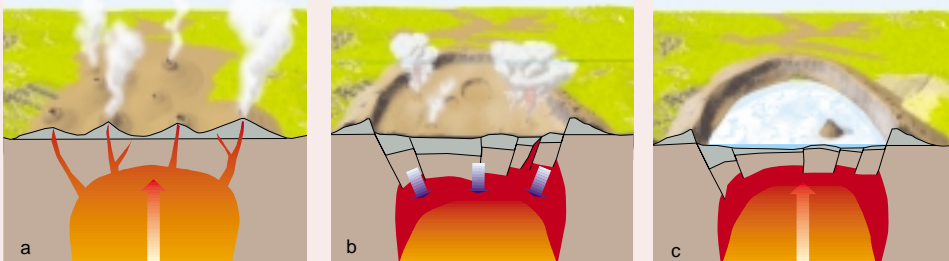


Figura 50. Formació d'una caldera de col·lapse.