3.ESTAT DE L'ART

3.1. EL FREATOMAGMATISME

La gran varietat de fenòmens hidrovolcànics existents arreu del món posa de manifest que la interacció entre l'aigua i el magma o l'escalfor magmàtica es pot esperar de qualsevol ambient volcànic.

Les primeres idees sobre l'hidrovolcanisme es localitzen a Hawaii on es van fer els primers estudis de fragments de lava que clarament havia interaccionat amb aigua. Entre els anys 50 i 60 tres erupcions ben documentades van incrementar l'atenció vers l'hidrovolcanisme: Capelinhos (Azores), Surtsey (Islàndia) i Taal (Filipines). Posteriorment, es va decidir extendre el concepte per tot tipus d'erupcions riques en vapor d'aigua que donaven lloc a morfologies com maars o cons de tobes. Gran quantitat d'erupcions descobertes prèviament a aquests estudis, han passat a ser reconegudes com a freatomagmàtiques. Després dels cons d'escòria, les morfologies volcàniques més abundants són les freatomagmàtiques: Anells de tobes, cons de tobes i maars.

Al llarg dels estudits realitzats fins al present la incògnita segueix essent l'anomenada "*Paradoxa de l'hidrovolcanisme*": la interacció entre la lava i l'aigua pot ser explosiva, passiva o es poden donar les dues situacions en condicions aparentment idèntiques.

Aquesta situació/problema es beneficia de l'estudi dels **FCI (*Fuel Coolant Interactions*[1]),** de l'àmbit de l'enginyeria industrial; pot ser clarament aplicat a l'estudi dels processos freatomagmàtics on intervenen dos materials: un (magma-fuel) per sobre de la temperatura d'ebullició de l'altre (aigua-*coolant*). La interacció varia des del refredament passiu fins a situacions altament explosives en les que els dos materials es barregen.

3.1.1. Erupcions hidrovolcàniques o freatomagmàtiques

Durant l'ascens cap a la superfície és molt possible que el magma es trobi amb aigua subterrània; aigua connata, aigua marina, fluvial, lacustre, gel o aigua de pluja.

Les erupcions **hidrovolcàniques** són les produïdes per la interacció d'un magma o un focus de calor magmàtic en contacte amb aigua meteòrica (sigui superficial o subterrània). Aquest tipus d'erupcions es poden donar en tot tipus de magmes i pràcticament sempre es caracteritzen per l'extrema violència. Hi

[1] Interaccions fuel-refrigerant.

ha un espectre continu entre les erupcions hidrovolcàniques i les purament magmàtiques, cosa que dificulta l'estudi a l'hora de discernir els episodis.

La transferència d'energia de l'aigua al magma pot tenir lloc simplement per conducció (quan una intrusió magmàtica escalfa l'aigua d'un aqüífer superior). En aquest cas l'increment de la pressió de l'aqüífer és suficient per produïr una explosió violenta. Les explosions provoquen la sortida de fragments de roques de l'aqüífer, sense que en cap moment hi hagi sortida de magma. Aquestes són les erupcions **freàtiques**, en les que tot el material acumulat correspon a fragments de lítics procedents de les roques que formen el substrat, però que indirectament han estat disparats per una interacció del magma amb aigua.

Les erupcions hidrovolcàniques més freqüents es produeixen per la interacció directa d'un magma amb l'aigua d'un aqüífer (**freatomagmàtiques**), especialment si aquest procés té lloc quan el conducte eruptiu ha estat obert en superfície.
La violència de l'explosió es deu a que l'energia tèrmica del magma es transfereix de l'aigua a l'aqüífer, es vaporitza i expansiona. Per obtenir la màxima eficàcia, la interacció aigua/magma (a/m) s'ha de produïr per sobre del nivell de fragmentació del magma (quan ja està format per una mescla de gas i piroclasts), ja que així, la superfície específica del magma és molt superior a la que hi hauria si encara fos un líquid continu. D'aquesta manera, la transferència d'energia és molt més ràpida i més efectiva.

Cal tenir en compte que la interacció a/m és més fàcil quan la pressió de la mescla de gasos i piroclasts dins el conducte volcànic és inferior a la de l'aigua de l'aqüífer, per tant, això indica que la interacció del magma amb aqüífers profunds es sol produïr en estadis avançats de l'erupció.

L'eficàcia d'una explosió freatomagmàtica depén de la relació aigua/magma, de la pressió de confinament, del volum d'aigua sobreescalfada, del nivell de mescla entre aigua i magma, de la geometria de contacte entre els dos fluids i de la diferència de temperatura entre aquests. Estudis experimentals (com els que es mostraran a continuació) demostren que l'energia explosiva s'incrementa ràpidament en disminuïr la mida de les partícules fragmentades de magma.

En l'estudi de l'hidrovolcanisme de Heiken i Wholetz (1992) es discuteixen diferents aspectes de la recerca, que cal fer abans de fer qualsevol model matemàtic d'interacció:

· Ambients geològics on tenen lloc els sistemes freatomagmàtics.
· Rang del fenomen físic.
· L'àmplia varietat dels tipus d'erupcions i les morfologies resultants.
· Modelació experimental.
· Petrografia dels productes freatomagmàtics.
· Anàlisi textural i indicadors de la presència/quantitat d'aigua als dipòsits.
· Cicles freatomagmàtics.

El fenomen físic del freatomagmatisme té lloc en estats de desenvolupament del contacte inicial vapor-film, com mostra la figura 8, el procés és el següent: (a), creixement de la mescla entre l'aigua (o la roca rica en aigua) i el magma (b), expansió i flux de vapor (c) i, finalment, explosió i fragmentació fina del magma (d).

El procés no necessàriament evoluciona a través d'aquests estats i pot quedar frenat, en alguns casos, abans de la mescla o l'explosió.

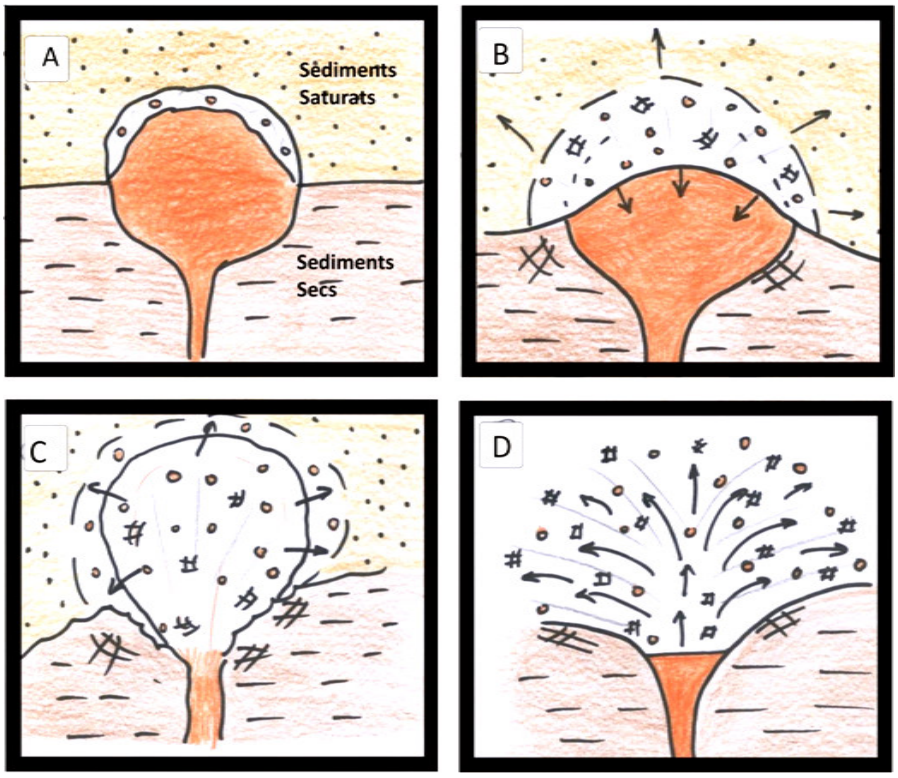

Figura 8: Seqüència típica d'activitat freatomagmàtica. Es mostra: (a) contacte inicial del magma amb sediments saturats en aigua; (b) creixement de la bossa gasosa, (c) mescla del magma amb els fragments de sediment, i (d) expansió de la mescla de fragments vapor a alta pressió i conseqüent explosió. Adaptat de Sheridan i Wohletz (1983).

La majoria de les teories referides al freatomagmatisme s'han desenvolupat seguint experiments de laboratori (Wohletz i McQueen, 1984). Aquest estudi ha fet possible quantificar alguns paràmetres que controlen els fenòmens, utilitzant mesures de camp i laboratori dels productes.

La termodinàmica de la transferència de calor també és un aspecte significant dels sistemes freatomagmàtics i els seus efectes. El treball mecànic produït per la interacció del magma amb l'aigua

externa es pot donar seguint diferents patrons, incolent la fragmentació de la roca del substrat, l'excavació d'un cràter, dispersió de tefra, perturbacions sísmiques i acústiques, diferents tipologies de processos químics, rangs diferents de difusió de massa, refredament i cristal·lització de magma, ...

Estudis més concrets de la mescla i l'estadi explosiu aporten informació de les mides i velocitats de les partícules. Heiken i altres (Heiken, Wholetz i Eichelberger, 1988) van extendre aquests càlculs per explicar la fractura de la roca veïna al conducte degut als processos hidrovolcànics.

Investigacions experimentals de les interaccions aigua/magma han mostrat una gran varietat de comportaments explosius i no explosius, anàlogament a l'activitat volcànica. Aquests resultats estan corroborats per observacions d'erupcions freatomagmàtiques en els diferents tipus d'erupcions clàssiques (estromblianes, surtseianes, vulcanianes i plinianes) que han interaccionat amb aigua externa al magma.

3.1.2. Fàcies freatomagmàtiques

A la figura 9 es poden veure els quatre tipus de morfologies de base típiques del freatomagmatisme: a) bretxes d'explosió formades just a la fisura volcànica o en regions distals per removilització de lahars, b) estructures laminades "pseudodunars" amb capes d'ordre centimètric, c) capes massives de fluxos piroclàstics i d) capes planars. A la taula 1 es descriuen les principals característiques d'aquestes.

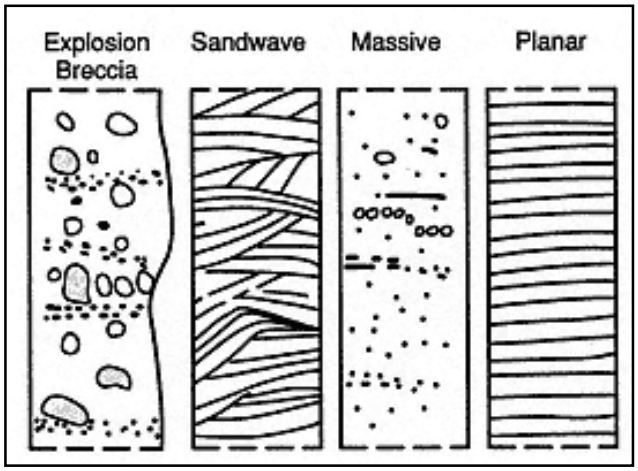

Figura 9: Les quatre morfologies típiques de dipòsits freatomagmàtics, produïts per erupcions explosives segons Wohletz i Heiken (1992).

CAIGUDA	SANDWAVE	MASSIVA	PLANAR
· Granoclassificació normal	· Estructures laminars	· Estructures internes dèbils o inexistents	· Estratificació plano-paral·lela
· Fragments angulosos	· Mida de gra fina	· Mida de gra mitjana	· Mida de gra grollera
·Moderadament ben classificats	· Nivells mil·limètrics	· Poca classificació	· Estrats d'uns 2 cm de gruix
· Estructures internes ben definides	· Laminacions creuades i *festooned*	· Gruixos superiors a 20 cm	· Longituds d'ona llargues (>10m)
	· Ripples	· Estructures de deflació	· Gradació inversa en alguns casos
	· Estructures shot-and-pool	· Cordons de còdols	
	· Antidunes		
	· Laminació per pulsos		

Taula 1: Característiques principals de les morfologies de base tipiques de dipòsits freatomagmàtics. Modificat de Wohletz i Heiken (1992).

Degut a la gran varietat de característiques texturals que es poden trobar en un dipòsit freatomagmàtic, pot ajudar caracteritzar les fàcies de tefra segons la taula 2. Algunes relacions entre fàcies depenen del tipus d'estructura del con o conducte eruptiu, en canvi, altres fàcies es podran trobar en qualsevol ambient freatomagmàtic.

FÀCIES	CARACTERÍSTIQUES
Centre eruptiu	Bretxa d'explosió, grans blocs i bombes; matriu de cendra compacta; intercalacions de lapilli de caiguda; i onades piroclàstiques.
Sandwave	Predominantment transicions granoclassificades a massives; cabussaments primaris baixos; poca alteració; mida de gra fina.
Massiva	Tot i que hi pot haver molta varietat d'estructures, predominen estratificacions masives i amb alteració; cabussaments superiors als 25° prop del cràter.
Planar	Predominen estratificacions planars; mida grava dels piroclasts; cabussaments primaris alts a prop del cràter.
Onada humida	Gran evidència d'emplaçament humit, inclou abundant lapilli acrecional; cabussaments primaris alts amb deformacions dels grans; estratificació poc desenvolupada; palagonitització; aparència bretxosa; vesiculació intergranular; laminació majoritàriament massiva, planar, i amb textures lahariques.
Onada seca	Dipòsits frescos poc endurits amb certa palagonitització; laminació fina; morfologies que poden variar entre masives i planars en incrementar la distància al centre eruptiu; cabussaments primaris baixos.
Tuff Cone (Con de Tobes)	Bretxes d'explosió a la base prop del centre eruptiu; petits monticles d'onades seques i abundants dipòsits d'onades humides i lahars.
Tuff Ring (Anell de tobes)	Majoritàriament dipòsits s'onada seca per sobre de bretxes d'explosió i dipòsits de caiguida prop del centre eruptiu.
Con compost	Alternança de fàcies seques i humides; les seques mostren una progressió de planar a massiva en incrementar la distància al centre eruptiu; les humides pasen a lahars en incrementar aquesta distància.
Caldera	Onades seques per sobre dipòsits plinians de caiguda, cada vegada mes humits en avançar l'erupció; dipòsits de fluxos piroclàstics.

Taula 2: Fàcies comunes de la tefra freatomagmàtica. Adaptat de Wohletz i Heiken (1992).

3.1.3. Morfologies resultants associades al grau d'interacció aigua/magma

Hi ha evidències de freatomagmatisme en gran varietat de morfologies que van des de petits maars o anells de tobes fins a grans extensions de tefra i calderes (morfologies principals a la taula 3).

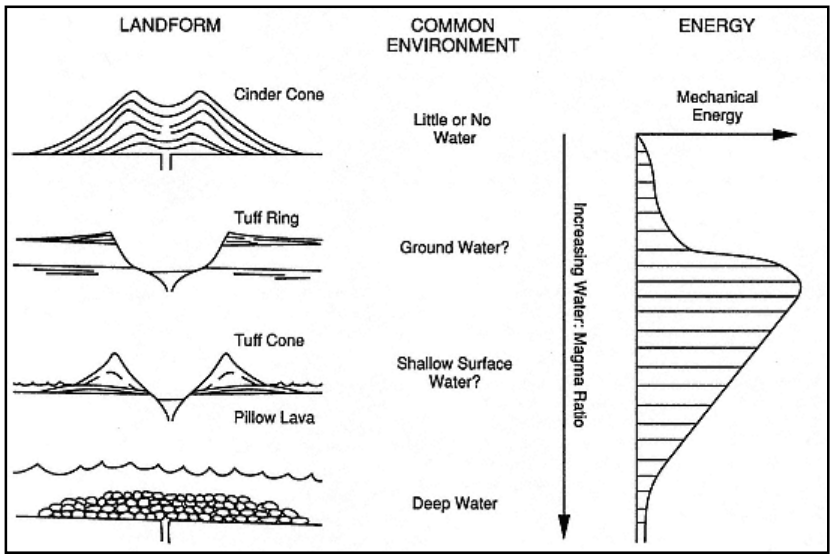

Figura 10: Morfologia volcànica en funció de l'ambient hidrogeològic. En ambients no saturats, el vulcanisme basàltic sol produïr cons d'escòria (cinder cones) deguts a erupcions poc enèrgiques. En àrees d'aigua abundant, les erupcions vaporitzen el fluid, resultant una activitat explosiva i formant cons i anells de tobes. Segons Sheridan i Wohletz (1983).

PARÀMETRE	ANELLS DE TOBES	CONS DE TOBES	CONS D'ESCÒRIA
Ratio alçada/amplada	1/10 a 1/30	1/9 a 1/11	1/9 a 1/11
Litologia	Majoritàriament tobes de sideromelana i lapillis, amb bretxes de toba palagonítiques que contenen blocs de lava i sediments; també lapilli acrecional.	Tobes palagonítiques i amb sideromelana, possibilitat de trobar escòria i lava a l'orifici de sortida, lapilli acrecional abundant.	Cons d'escòria, traces de cendra, colades de lava.
Laminació	Ben definida, relativament fina; massiva quan la base està per sota el nivell d'aigua regional.	Poc definida, estrats més prims a la base i al sostre dels paquets.	Estratificació massiva, poc definida.
Estructures sedimentàries	Granoclasificació amb dunes, massiva, estructures plano-paral·leles, morfologies d'impacte on hi ha fragments balístics, i deformacions suaus.	Laminació encreuada a la base i al sostre, estrats massius no graduats, algunes deformacions suaus.	Granoclassificació inversa en les estructures d'allau.
Font de l'aigua	Aigua provinent d'aqüífers o llacs somers.	Aigua procedent d'aqüífers profunds, llacs profunds o ambients marins.	Poca o sense aigua (majoritàriament magmàtica).
Mecanisme de dispersió	Onades piroclàstiques, dipòsits de caiguda i slumping.	Onades i colades piroclàstiques, dipòsits de caiguda i lahars.	Projeccions balístiques, dipòsits de caiguda i allaus.

Taula 3: Diferents morfologies depenent de les característiques morfològiques i l'aigua present durant l'erupció. Tipus d'estructures que presenten i mecanismes de dispersió. Adaptació modificada de Wohletz i Heiken (1992).

Els comportaments eruptius i les morfologies dels cons resultants solen estar altament relacionades amb el grau d'interacció aigua/magma (figura 11).

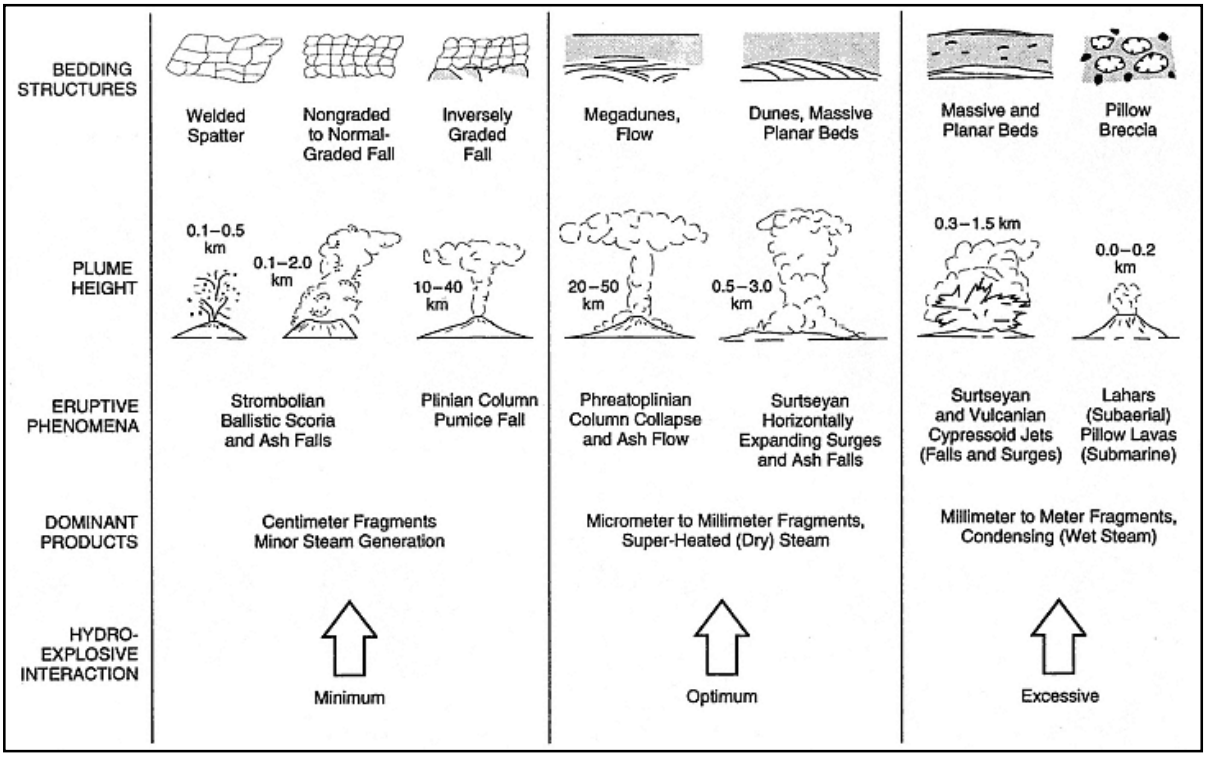

Figura 11: Relació entre fenomen eruptiu, tipus de dipòsit i morfologies de base amb la relació aigua/magma. Segons Sheridan i Wohletz (1983).

Les erupcions freatomagmàtiques poden generar gran varietat de dipòsits piroclàstics segons quina sigui la relació de masses en que es produeix la interacció a/m (taula 4):

Quan la relació és baixa, **entre 0.01 i 0.1**, l'aigua pren un paper poc important en el moment de determinar les característiques de l'erupció, que serà deguda bàsicament als gasos magmàtics. En aquest cas es formen **dipòsits de caiguda i hi ha emissió tranquil·la de colades de lava**.

Quan aquesta relació adquireix valors més alts, **entre 0.1 i 1**, té lloc un increment súbit de l'eficàcia de la transferència d'energia tèrmica a mecànica i de la fragmentació del magma, tot generant **erupcions d'alta energia acompanyades de fluxos piroclàstics i onades piroclàstiques seques**.

Un increment en la relació aigua/magma **superior a 1** produeix una disminució del sobreescalfament i de l'energia mecànica, donant lloc a **erupcions menys explosives que generen onades piroclàstiques humides i lahars**.

H_2O/MAGMA	DIPÒSIT	TEXTURES I FORMES DE CAPES
>1	Bretxes d'explosió	Laves encoixinades (si es tracta de vulcanisme submarí) / Bretxes i peperites
0.5-1	Colada piroclàstica	Massives o planars
>0.5	Onada/colada piroclàstica Lahar	Massives, flux laminar
0.1-0.5	Onada piroclàstica	"Sandwaves" (dunars), flux turbulent
<0.1	De caiguda (erupció estromboliana)	Planar o estratificació encreuada si hi ha hagut influència eòlica

Taula 4: Dipòsits en funció de la relació aigua/magma. Elaborada a partir de dades de Wohletz i Heiken (1992).

La presència d'aigua subterrània i la profunditat en que es troba té una importància significant en els dipòsits de l'estratigrafia de la tefra hidrovolcànica. En general amb la informació de pous es poden localitzar els aqüífers als camps volcànics, i aquesta profunditat es pot correlacionar amb el tipus d'erupció (figura 12).

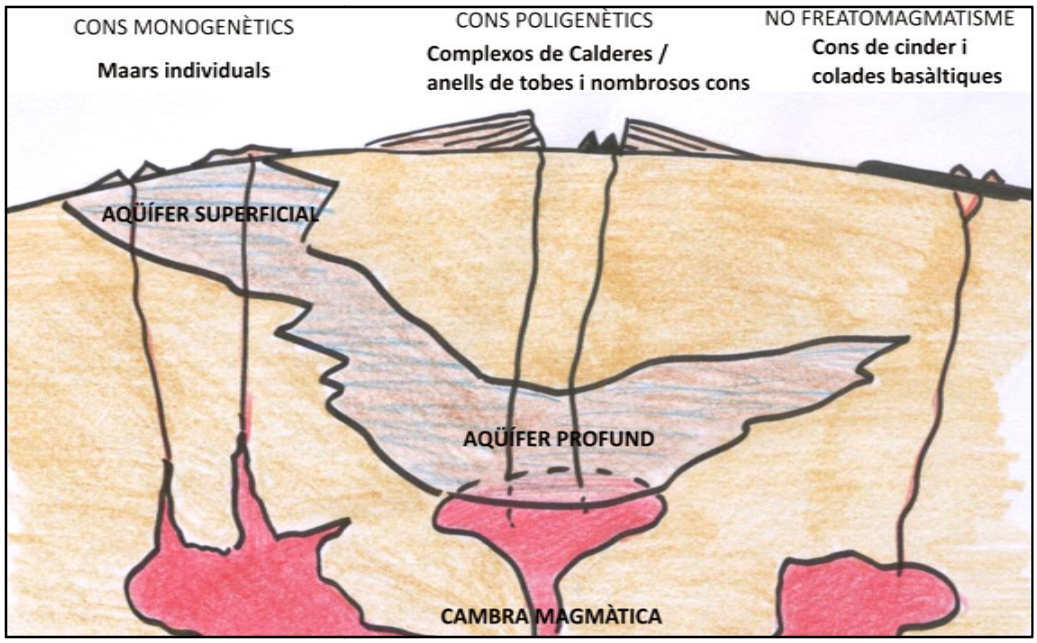

Figura 12: Secció ideal d'una conca en la que el magma interactua amb aqüífers a diferents profunditats. Si els aqüífers són poc profunds, es solen formar cons monogenètics. Si l'aqüífer és profund, la interacció prolongada de l'aqüífer amb el magma produeix estructures poligenètiques. Als punts on el magma ascendeix sense interactuar amb aigua, es solen formar colades de lava i cons d'escòria. Dibuix original de l'autora de la tesina.

Les erupcions de magma bàsic a través d'**aqüífers poc profunds** formen estructures monogenètiques (maars o anells de tobes individuals); l'aqüífer es buida progressivament cosa que fa que les erupcions no siguin explosives durant molt temps. Llavors el magma tendeix a congelar-se al conducte, cosa que normalment frena l'activitat en aquell punt.

A les erupcions freatomagmàtiques a pocs centenars de metres de la superfície, l'erupció característica es mostra a la figura 13 i l'estratigrafia idealitzada a la figura 14 mostra una reducció gradual de la quantitat d'aigua interaccionant amb el magma.

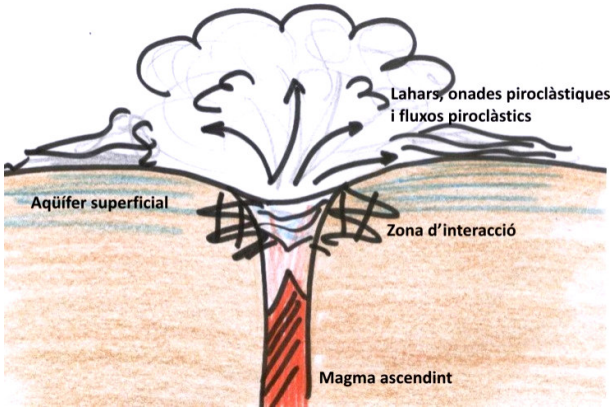

Figura 13: Quan el magma interacciona amb un aqüífer superficial, l'aqüífer s'esgota ràpidament i conseqüentment l'erupció esdevé cada vegada més seca, formant estructures monogenètiques. Idea extreta de Wohletz i Heiken (1992).

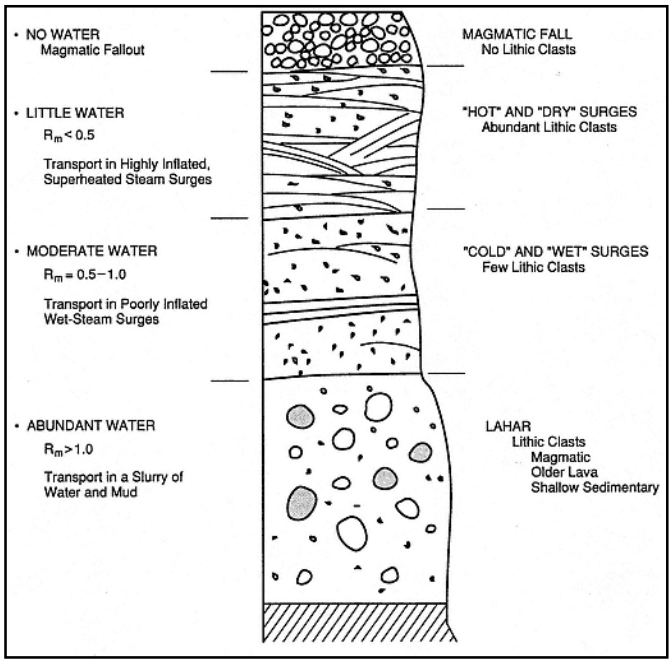

Figura 14: Seqüència deposicional per erupcions subsuperficials poc profundes. Dipòsits de tefra que van disminuïnt el contingut en aigua, de tal manera que l'erupció pot acabar amb colades de lava o deposicions purament magmàtiques (Barbieri, 1985).

Amb aportacions d'aigua inicials altes (ratio de masses **a/m >1.0**), les erupcions freatomagmàtiques solen començar amb petites explosions freàtiques que produeixen petites colades de fang o lahars. A mesura que progressa l'erupció, menys aigua alimenta el magma ascendent (**a/m entre 0.5 i 1.0**), i tenen lloc erupcions discretes de vapor humides donant dipòsits de tefra i onades piroclàstiques humides.

Més tard, el ratio a/m arriba a nivells **inferiors a 0.5**, apropiats per erupcions altament energètiques de vapor sobreescalfat i la tefra que es produeix està altament inflada, es formen dipòsits d'onada piroclàstica seca, capaços de depositar morfologies sedimentàries. Les erupcions finals donen lloc a dipòsits de caiguda de tefra i colades de lava a mesura que l'aportació d'aigua des del conducte magmàtic s'acaba.

Si el magma intersecta un **aqüífer profund**, interacciona amb aigua a altes pressions, això endarrereix la formació de vapor fins que la mescla s'aproxima a la superfície, on es forma una erupció més escumosa. La mescla profunda no sol buidar l'aqüífer, poden tenir lloc diverses erupcions abans de que el magma solidifiqui; l'expressió superficial d'aquest hidrovolcansime pot ser un complex en caldera amb nombroses estructures de cons i anells de tobes. A la figura 15 es pot veure el conducte eruptiu atravessant un aqüífer profund amb el nivell de fragmentació del magma retrocedint avall pel conducte amb el temps.

Barberi (1985) va definir la hipòtesis de que l'erupció aigua/magma no començaria fins que el nivell de fragmentació hagués baixat per sota la profunditat de l'aqüífer i la pressió de conducte hagués baixat a nivells menors a l'hidrostàtic.

Abans d'aquest estadi, la sobrepressió al conducte és major a la hidrostàtica, per tant, l'aigua de l'aqüífer no flueix cap a dins del conducte; tot i així, després de que el nivell de fragmentació passi a través de l'aqüífer, la pressió al conducte baixa per sota la hidrostàtica i la interacció a/m pot començar.

Quan les roques saturades s'escalfen degut a la proximitat del magma, les pressions augmenten suficientment per conduïr el flux hidrològic en la direcció de menor resistència. En els casos on el magma és més permeable que l'aqüífer, l'aigua de la porositat escalfada és dirigida forçadament cap al magma.

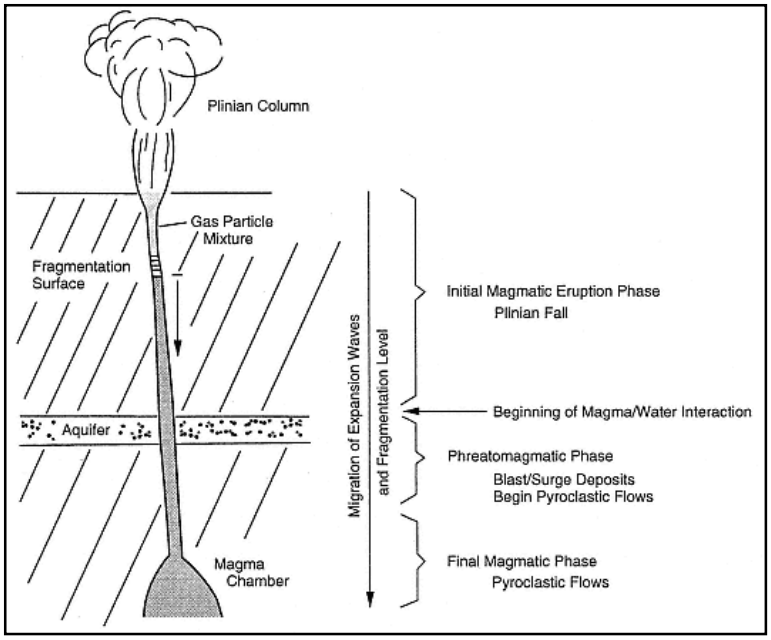

Figura 15: En erupcions freatomagmàtiques profundes, l'alt grau d'interacció del magma amb l'aqüífer comença posteriorment a la recessió del nivell de fragmentació. En haver disminuït la pressió de gas al conducte per sobre aquests nivell de fragmentació, permet que pugui entrar aigua de l'aqüífer cap al conducte. A la dreta es pot veure la seqüència d'estils eruptius correlacionats amb el nivell de fragmentació baixant pel conducte (Barbieri, 1985).

La figura 16 mostra un dipòsit idealitzat de seqüència de tefra procedent d'una erupció hidrovolcànica a profunditat.

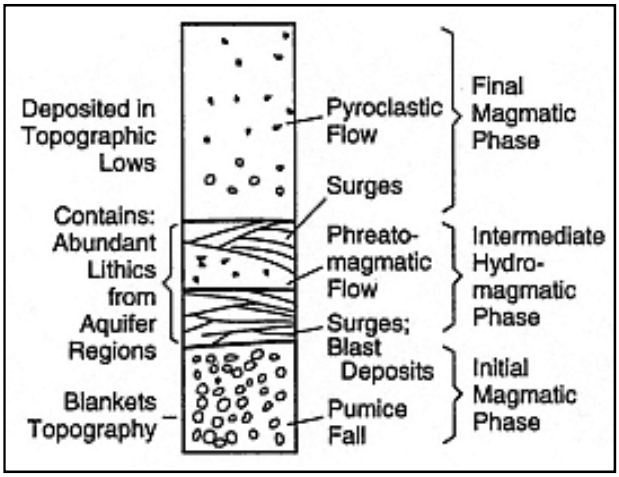

Figura 16: Estratigrafia idealitzada per productes d'erupció freatomagmàtica profunda. En aquest cas la transició passa d'un episodi magmàtic fins a fàcies humides (Barbieri, 1985).

Quan el magma en ascens **no troba aigua subterrània**, l'activitat es limita a emplaçaments de fluxos de lava i a erupcions estrombolianes formant cons d'escòria.

Les roques piroclàstiques es poden utilitzar per interpretar la geometria de l'aqüífer a profunditat del camp volcànic. A partir de la distribució dels productes hidrovolcànics és possible inferir la geometria de la roca saturada del basament.

3.1.4. Tefra freatomagmàtica: Hidroclasts

Els productes hidrovolcànics sòlids en general són fragmentaris i s'anomenen **hidroclasts** en comptes de piroclasts, que es refereix més a productes fragmentaris d'erupcions magmàtiques.

Els productes hidrovolcànics inclouen tefra, bretxes d'explosió, laves encoixinades, tobes, lahars, bombes i blocs,.... Alguns d'aquests materials inclouen processos posteruptius (per exemple hidrotermals) en els que l'aigua interacciona amb els productes volcànics.

En els estudis petrogràfics de productes freatomagmàtics es determina la mida de gra i les textures de la tefra, juntament amb les signatures geoquímiques causades per l'alteració. Aquests indicadors permetran deduïr el grau i el tipus d'interacció amb l'aigua. Per exemple, la mida de gra dels hidroclasts és funció del ratio de masses aigua/magma de la interacció; les textures són indicadores del tipus d'interacció (passiva, explosiva, extensiva o transitòria).

Resumint les seqüències d'erupcions hidrovolcàniques i les profunditats dels aqüífers (figura 17) es pot treure una gràfica del ratio a/m en funció del gra mig de la tefra. Els dipòsits de gra fi emmarquen l'activitat hidrovolcànica; estudis teòrics i de camp determinen que els grans més fins corresponen a a/m de l'ordre de 1.0.

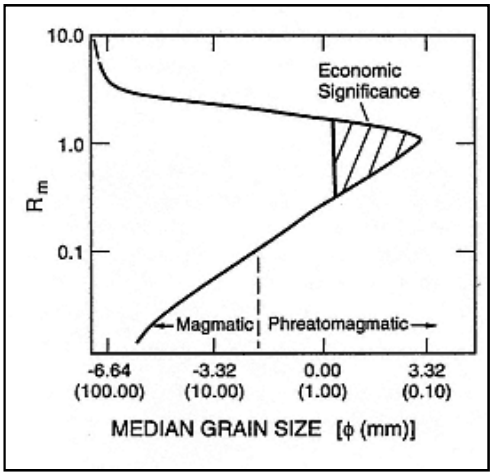

Figura 17: Ratio a/m (Rm) en funció de la mida mitjana dels productes prop de la sortida del conducte volcànic. Quan les mides mitjanes de tefra són més fines (entre 0.1 i 1.0 mm) el ratio a/m és de l'ordre de 03 i 1. En aquest rang, el potencial freatomagmàtic és superior (Wohletz i Heiken, 1992).

La caracterització al camp dels productes hidroclàstics es centra en:

a) Anàlisi dels diferents dipòsits (productes i característiques dels nivells), incloent anàlisi textural de les morfologies de base, la litificació i el gruix del dipòsit en funció de la distància al conducte de sortida.
b) La correlació d'aquestes observacions amb el tipus de fissura eruptiva (per exemple, anell o con de tobes, maar, caldera, con compost,...).

La correlació es pot fer ente el diàmetre mig dels productes hidrovolcànics i el ratio de masses aigua/magma. Aquesta correlació es va desenvolupar a partir de diversos casos, estudis experimentals i de camp.

En general, la tefra hidrovolcànica es distingeix de la magmàtica perquè sol ser de gra molt més fi. L'estudi microscòpic de les morfologies i textures també revela fenomens hidrovolcànics (figura 18).

Els anàlisis quantitatius d'aquestes mostres podran documentar la importància relativa dels mecanismes hidrovolcànics (humits) o magmàtics (secs) en les mostres samplejades de dipòsits amb seqüències mixtes (com és el cas del vulcanisme de la Garrotxa).

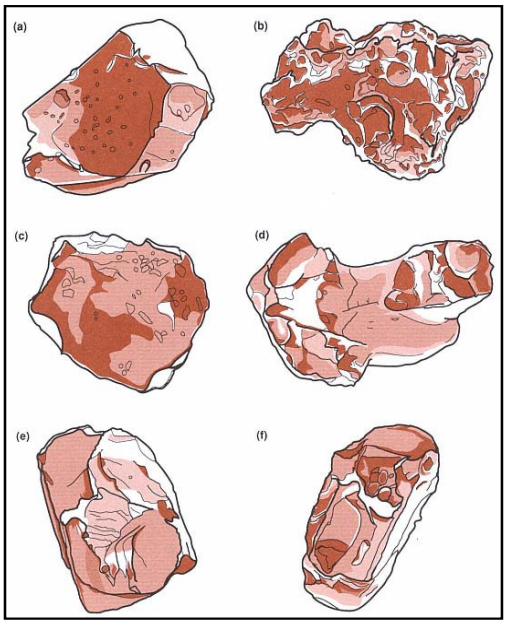

Figura 18: Algunes morfologies i textures d'hidroclasts producte d'erupcions freatoagmàtiques (Sheridan i Wohletz, 1983).

3.1.5. Cicles freatomagmàtics

El freatomagmatisme té lloc quan es donen certs paràmetres a certs volcans, i es poden definir cicles que al seu torn podran ser útils per les prediccions d'activitat en un futur i per estimar les condicions hidrològiques subsuperficials.

Per exemple l'estudi i correlació dels cicles eruptius mostra la disponibilitat canviant d'aigua subterrània durant certs períodes d'activitat en diversos volcans i els dipòsits generats. Els cicles es poden documentar amb anàlisis dels productes de camp al laboratori, en els quals l'abundància de vapor d'aigua i la respectiva temperatura dependran dels indicadors texturals de la cohesió, la mobilitat del dipòsit en funció de la mescla i el grau d'alteració dels dipòsits.

Com s'ha comentat anteriorment els cicles es poden classificar en **humits** quan els productes indiquen un increment de la quantitat d'aigua durant les erupcions; i **secs** quan els cicles produeixen tefra que indica que l'abundància d'aigua decreix al llarg de l'erupció.

La naturalesa de l'aigua implicada també s'utilitza com a indicador de quan el **vapor d'aigua està saturat (humit) o sobreescalfat (sec)**. Si s'estima el volum dels productes de l'erupció, es pot deduïr el volum d'aigua implicada en l'erupció i es podrà obtenir una mesura de l'abundància d'aigua al sistema.

A partir d'observacions de camp es poden correlacionar els diversos tipus de dipòsits de tefra freatomagmàtica en cicles de tendència seca o humida. La separació entre la tefra seca i humida es refereix a l'estat d'aquesta en el seu emplaçament; els dipòsits secs mostren evidències de mescla, i els humits mostren textures sedimentàries, texturals i diagenètiques. A la següent taula es llisten les caractrístiques principals d'aquests dos dipòsits:

SECA	HUMIDA
Estructures dunars abundants; laminació fina però ben desenvolupada (de 1 a 5 cm de gruix); Cabussaments inicials inferiors a 12 graus; normalment dipòsits joves poc endurits; amb certa palagonitització; poc lapilli acrecional; extensió areal important però de poc gruix.	Abundànica de bretxes i tobes; estratificació poc desenvolupada; cabussamens inicials importants (superiors als 25 graus); dipòsits joves endurits; alt grau de lagonitització; abundància de lapilli acrecional; gruixos importants però poca extensió areal; deformacions deposicionals del sediment.

Taula 5: Característiques dels dipòsits d'onada seca i humida.

Les erupcions freatomagmàtiques dispersen la tefra en núvols de gas; quan l'aigua és abundant, l'expansió del vapor té lloc en la regió de dos fases (gas/líquid) i es pot apreciar quantitat d'aigua

condensada emplaçada amb la tefra; on l'aigua és menys abundant, el vapor s'expandeix en la regió sobreescalfada, i es separa de la tefra durant l'emplaçament, donant lloc a dipòsits relativament secs.

Altres observacions, com les de Sheridan i Wohletz (1983), recolzen la hipòtesis de que l'estat físic de l'aigua líquid/vapor durant l'erupció ve determinada pel ratio de masses a/m interactuant al conducte. Aquesta hipòtesis, encara vigent, s'ha amplia, implicant també la dependència de l'energia eruptiva, la dispersió de la tefra i els dipósits resultants. La figura 19 mostra les morfologies volcàniques típiques en funció del ratio a/m.

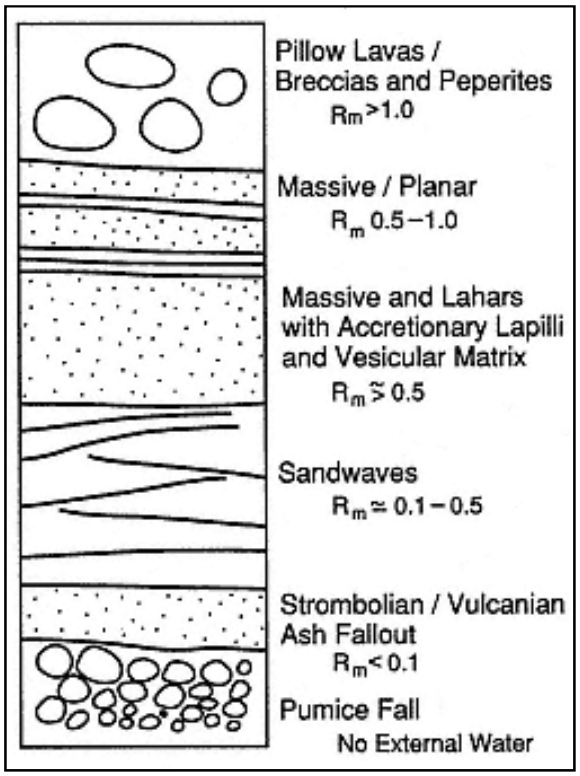

Figura 19: Dipòsit idealitzat que il·lustra les típiques textures i morfologies depenent del ratio a/m. Les erupcions inicials, representades per la caiguda basal de pòmez (poca aigua o gens); tanmateix, en avançar l'episodi eruptiu, la secció estratigràfica mostra un increment de la quantitat d'aigua. Per a/m > 1 , si és immers en aigua es solen trobar morfologies com peperites i laves encoixinades; en canvi lahars per valors alts d'aigua en ambient terrestre (segons Wohletz i Heiken, 1992).

Amb la interpretació dels dipòsits, es pot veure que molts volcans presenten comportaments eruptius cíclics en els que el ratio a/m varia amb el temps.

Sheridan i Wohletz (1983) van separar els cicles en dues grans tendències en la majoria de volcans estudiats:

· La **tendència seca, típica d'anells de tobes**, indicador de dipòsits que tenen una disminució de l'abundància d'aigua tal que les erupcions finals acaben essent majoritàriament magmàtiques.

· La **tendència humida és caracteristica de cons de tobes** en els que l'erupció inicial és magmàtica i les tendéncies finals són molt humides, tals que la tefra forma lahars en l'emplaçament.

3.1.6. Models experimentals d'erupcions freatomagmàtiques (*thermite*)

La majoria dels processos hidrovolcànics es deriven d'estudis experimentals i teòrics de models de mecanismes d'interacció aigua/magma. La majoria dels estudis d'interacció aigua/magma pertanyen a una classe de processos físics i químics anomenats *fuel-coolant interaction* (FCI). Gran part de la recerca en el camp de la vulcanologia es centra en les aplicacions de la teoria dels FCI, i s'han realitzat gran quantitat d'estudis experimentals i comparacions amb els productes hidrovolcànics.

Als experiments de Wohletz i McQueen (1984) i als de Sheridan i Wohletz (1983), s'utilitzà un material anomenat **thermite** com a anàleg del magma basàlitc (era més fàcil d'ajustar als requeriments experimentals).

La reacció de la thermite ($Fe_3O_4 + 8/3Al \rightarrow 4/3Al_2O_3 + 3Fe$ + calor) produeix una mescla fosa de cristalls i líquid a tempertures de l'ordre dels 1000°C; la viscositat i la densitat són similars a les del magma basàltic.

Els experiments amb thermite consistien en posar-la en contacte amb aigua i variant els ambients de pressió, temperatura i conseqüentement variava l'energia de la interacció. Les ejeccions pulsàtils dels fragments anaven des d'interaccions passives fins a explosives, es va estudiar per diferents rangs de ratios aigua/magma, pressions d'interacció i geometries de contacte. A la figura 20 es resumeixen els diferents comportaments i les analogies amb l'activiat volcànica. Queda clar que el ratio a/m és un factor altament important al fenòmen d'interacció.

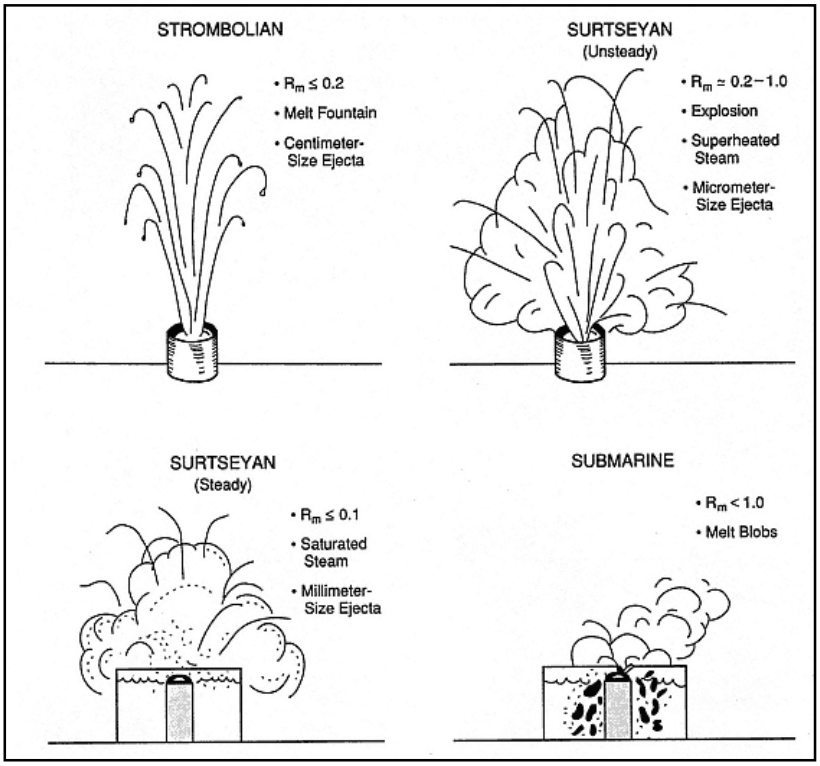

Figura 20: Diferents comportaments dels experiments amb thermite i analogies amb l'activitat volcànica, en funció del ratio a/m. Extret de Wohletz i Heiken (1992).

Quantificant l'energia d'interacció com un ratio de l'energia mecànica inicial mesurada versus l'energia termal inicial Wohletz i McQueen (1984) van desenvolupar un model (figura 21) per resumir l'espectre de l'activitat hidrovolcànica.

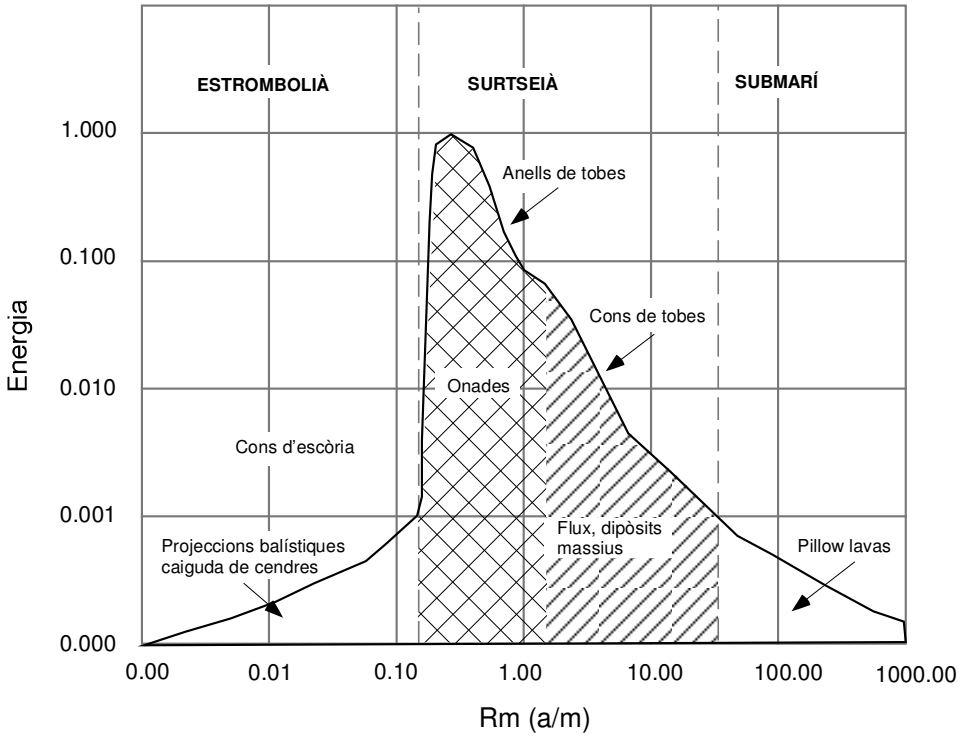

Figura 21: Energia cinètica relativa escalada amb l'energia termica inicial versus la relació de masses aigua/magma. S'indiquen els rangs per episodis estrombolians, surtseians (hidrovolcànics) i submarins i els seus dipòsits corresponents. Modificat de Wohletz i McQueen (1984).

Els estudis de la mida i la forma de la tefra experimental produïda també proporcionen algunes característiques dels mecanismes en que el contacte entre el magma i l'aigua és decisiu, alguns dels quals són funció de les inestabilitats dinàmiques que es formen a les interfases entre l'aigua i el magma.

Aquestes inestabilitats es desenvolupen degut a diferències de densitat, tensió superficial, viscositat, i la velocitat relativa entre el magma i l'aigua. Les inestabilitats creixents, causades per les fluctuacions del film entre el fos i el vapor de la interfase aigua/magma, barregen les dues fases i gradualment fragmenten el magma. Aquest mecanisme quasiestable s'incrementa a la superfície de contacte a/m i la subseqüent transferència de calor augmenta a nivells que poden mantenir una explosió.

L'alteració química també és una característica important dels productes freatomagmàtics (Taylor i Wohletz, 1986) també es van realitzar experiments per investigar aquests processos químics.

3.1.7. Prediccions basades en la teoria de la interacció aigua/magma

Es poden emplear teories físiques per fer prediccions de les explosions volcàniques; una de les més utilitzades i corroborades que és la del ratio aigua/magma. Depenent de la temperatura i l'entropia del punt d'equilibri inicial l'expansió de l'aigua pot seguir camins termodinàmics diferents.

La figura 22 mostra la gràfica de l'eficiència en funció dels ratios a/m, en els que es pot veure que les màximes **eficiències explosives s'obtenen per ratios entre els 0.1 i 1.0** (aproximadament pel mateix volum d'aigua que de magma). A més, en aquesta figura es pot veure la comparació de la curva d'eficiència en la que la fracció d'aigua es condensa a partir de la mescla en expansió. Sembla ser que per erupcions de màxima energia, tota l'aigua es converteix en vapor, però per a grans volums d'aigua, l'energia decreix gradualment i el contingut de líquid saturat augmenta bruscament.

Per **ratios de massa >2.0**, les erupcions són molt humides i la major part del vapor a sobre-pressió es condensa a mesura que la pressió disminueix a nivells atmosfèrics. En aquest punt, la tefra producte de l'erupció, normalment humida i viscosa, s'emplaça en forma de lahars.

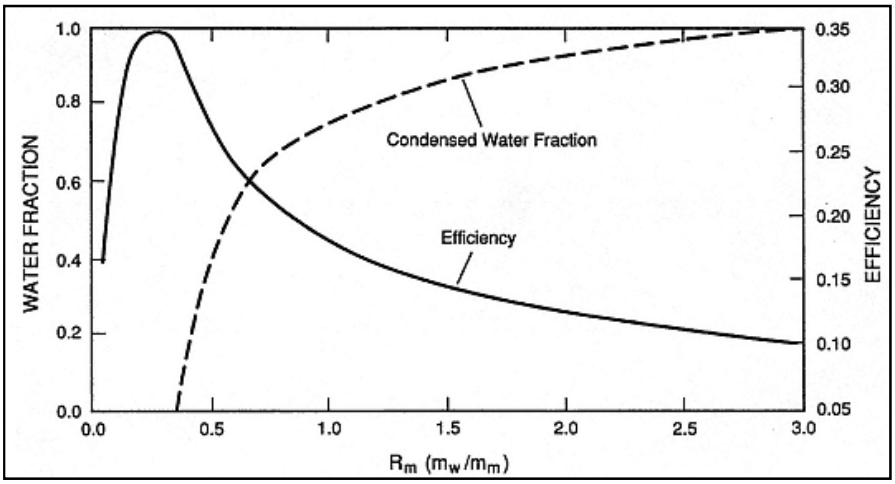

Figura 22: Fracció d'aigua condensada i efciències isotermals màximes en funció de la relació a/m (Rm). La fracció inicial d'aigua que es condensa després de la interacció a/m augmenta amb Rm. Extret de Wohletz i Heiken (1992).

Després del període inicial d'inestabilitat durant el qual el magma i l'aigua es barregen, l'explosió de vapor ha de tenir lloc per vaporització sobreescalfada o per detonació tèrmica. L'aigua sobreescalfada roman en estat metaestable fins que arriba a la temperatura de nucleació espontània a uns 570 K. Després que la transferència de calor arribi a assolir la temperatura, una vaporització homogènia causa una explosió de vapor espontània. En el cas de la detonació tèrmica, una ona de xoc es propaga a través de la mescla grollera de magma i aigua metaestable deixant una fragmentació molt fina de magma i immediatament l'expansio de vampor en l'estela (Wholetz i McQueen, 1992).

Durant la detonació tèrmica, l'ona de xoc accelera diferencialment les fases del magma i l'aigua i els fragments de magma en proporció a la velocitat relativa (u_{rel}) entre les dues fases. Per a certa combinació de densitats, de mida inicial de fragmentacio del magma, de coeficient d'arrossegament i de tensió superficial, l'acceleració diferencial pot produïr fragmentació magmàtica en menys temps del que

requereixen les dues fases per assolir l'equilibri. Si es dòna aquest cas, la detonació és sostinguda; tot i així, molts factors poden mitigar aquest procés, incloent la divergència de les ones de xoc, les inhomogeneitats de la mescla, i les ones reflexades. Wholetz va aproximar les mides finals del magma (r_m) resultants de la detonació tèrmica per l'interacció a/m: el seu ratio d'explosivitat òptim és aproximadament 0.3.

Els dipòsits de tefra seca i humida, els fluxos piroclàstics i els lahars depenen de la humitat dels materials que es produeixen a l'erupció. La figura 23 és una gràfica de la fracció de volum d'aigua dels dipòsits hidroclàstics en funció del ratio de masses d'aigua interactuant amb el magma a l'inici de l'erupció (aquesta gràfica assumeix que tot el vapor condensat s'emplaça amb la tefra).

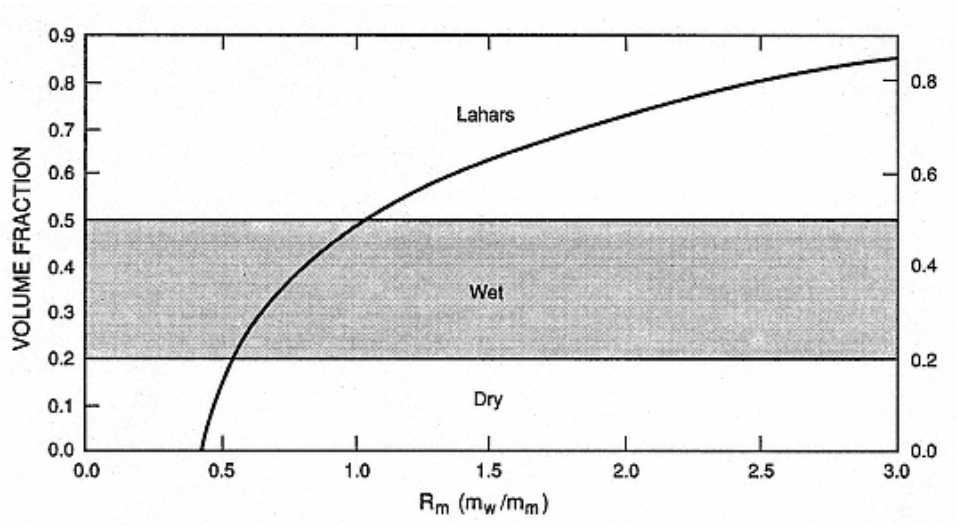

Figura 23: Fracció volumètrica d'aigua líquida en els dipòsits de tefra freatomagmàtica en funció de Rm. Quan Rm<0.4 els dipòsits són secs; quan Rm>1.0 els dipòsits contenen prou aigua per comportar-se com un lahar; per valors intermitjos són dipòsits humits i molt cohesius (segons Wholetz i Heiken, 1992).

Quan el contingut d'aigua dels dipòsits és d'un 20 o un 30% del volum, els dipòsits de tefra són cohesius i poden mantenir una estratificació inclinada típica de dipòsits secs; dipòsits amb continguts propers a la saturació (50-60%) els dipòsits de tefra es comporten com un fluid i es mouen com lahars . Aquest comportament es pot predir per tefra hidroclàstica produïda per erupcions en les que el ratio de masses a/m sigui superior a 1.

Com que el vapor format durant les erupcions hidrovolcàniques es descomprimeix, es refreda i es condensa progressivament durant l'eplaçament de la tefra, la tefra en les onades i fluxos piroclàstics esdevé més humida en incrementar la distància a la fissura eruptiva.

La més seca, degut al vapor sobreescalfat s'ha de separar de a tefra a l'emplaçament d'onades i fluxos, el vapor saturat es condensa individualment per cada piroclast. Aquesta hipòtesi suggereix que els dipòsits de tefra hidroclàstica poden tenir canvis de fàcies en augmentar la distància a l'event eruptiu: secs a prop del

cràter, humits a les zones intermèdies i lahars a les parts distals del dipòsit. Aquesta distribució de fàcies i les proporcions de cada una dependran de la humitat de l'erupció i de la relació de masses aigua/magma (veure apartats 3.1.2 i 3.1.3. d'aquesta tesina).

Aquestes discussions han ressaltat algunes prediccions que dóna la teoria per la interacció aigua/magma. Els ratios d'aigua/magma estan altament lligats a l'energia de les erupcions hidrovolcàniques i es manifesten en les morfologies volcàniques, en el grau de dispersió de la tefra, en les distribucions de mida de la tefra i en l'alteració i les textures del dipòsit segons l'aigua que té.

3.2. MAGMATISME BASÀLTIC

El tipus de magmatisme més comú a la terra és l'erupció de laves basàltiques associades a l'ejecció piroclàstica. Els magmes basàltics s'originen a les profunditats del mantell i ascendeixen ràpidament cap a la superfície (moltes vegades arrossegant fragments de roques que troben pel seu camí, anomenats xenòlits).
El baix contingut en silici (SiO_2) i les altes temperatures (de l'ordre dels 1200°C) fan que aquests magmes tinguin baixa viscositat, ascendeixen per flotació per dics a l'escorça.

En la majoria de casos de vulcanisme basàltic continental, com és el cas del vulcanisme de la Garrotxa, les taxes d'extensió d'aquests dics són baixes; conseqüentment la distribuició dels cons en l'espai i el temps està molt separada, els dics ascendents són estrets i es refreden ràpidament i queden tancats, per aquest motiu solen forar cons monogenètics.

La majoria de camps volcànics com el PNZVG, tenen cons que tot i ser monogenètics estan fracturats i units entre ells.

3.2.1. Cons d'escòria i anells de tobes

Una de les morfologies volcàniques més comunes és el con d'escòria (o con de cinder). Els cons d'escòria normalment es formen durant erupcions individuals de magmes basàltics.
La construcció d'un con d'escòria ve precedida d'una obertura d'una fissura estreta, un curt període d'emissió de lava i (a vegades) colades de lava.
Poc després de l'inici de l'erucpió, l'activitat efusiva es concentra en un o més punts al llarg d'aquesta fissura.

Les erupcions estrombolianes i vulcanianes consisteixen en l'ejecció explosiva de bombes, blocs i cendra, de continuïtat intermitent que es pot allargar de setmanes a anys. Durant aquets període, un con (o varis) es van conformant degut al porcés de l'acumulació de productespiroclàstics d'ejecció balística, i el subseqüent lliscament en cas de superar l'angle de fricció. A la següent figura (figura 24) s'esquematitza la formació del con d'escòria:

Durant l'estadi 1, es crea un anell piroclàstic d'escòria, bombes i blocs de projecció balística. Al segon estadi el pendent supera l'àngle de fricció per material no consolidat i comença l'esllavissament de l'escòria i nivells superiors, la part exterior es cobreix amb aquest material. A l'estadi 3, la part superior cau cap a dins del con. A l'estadi 4, el talús arriba fins al límit d'ejecció balística. La majoria de mides i formes dels cons d'escòria depenen de l'estadi en que s'ha arribat durant l'erupció. També és possible que el cràter es reompleixi de lava en colades posteriors.

El con consisteix en escòria no consolidada o en alguns casos escòria soldada, blocs i bombes que mostren granoclassificació i pirocasts de diferents mides que cabussen amb àngles inferiors al de fricció del material.

Els cràters en cons d'escòria es solen modificar en cas de que hi hagi colades de lava posteriors; en alguns casos, les colades de lava poden sobreeixir i vessar pels flancs del cràter.

La majoria de camps de cons d'escòria han estat construïts amb erupcions de poc volum, en events molt espaiats, els volums són de l'ordre de 0.3 a 1.5 Km^3 per cada centre (relativament petits), i l'espaiat dels cons sol variar de 10^{-3} a 10^{-4} /km^2 . Les fonts de magma solen ser profundes (de l'ordre dels 15 a 40 quilòmetres) i els volums de les erupcions individuals són petits (Moore, Wolfe i Ulrich, 1976).

3.2.2. Interacció amb aigua

Si el magma ascendent intersecta un aqüífer o aigua superficial, l'estructura volcànica resultant serà un con de tobes o un anell de tobes en comptes d'un con d'escòria (Heiken, 1971). Els anells de tobes són amples, de poca alçada composats de dipòsits d'onades de tobes ben estratificades, de gra fi en laminació planar i creuada.

Durant a formació dels anells de tobes a partir d'erupcions freatomagmàtiques o hidrovolcàniques, els debris piroclàstics es dipositen a temperatures de l'ordre dels 30°, ja que gran part de l'escalfor s'ha perdut en l'erupció explosiva.

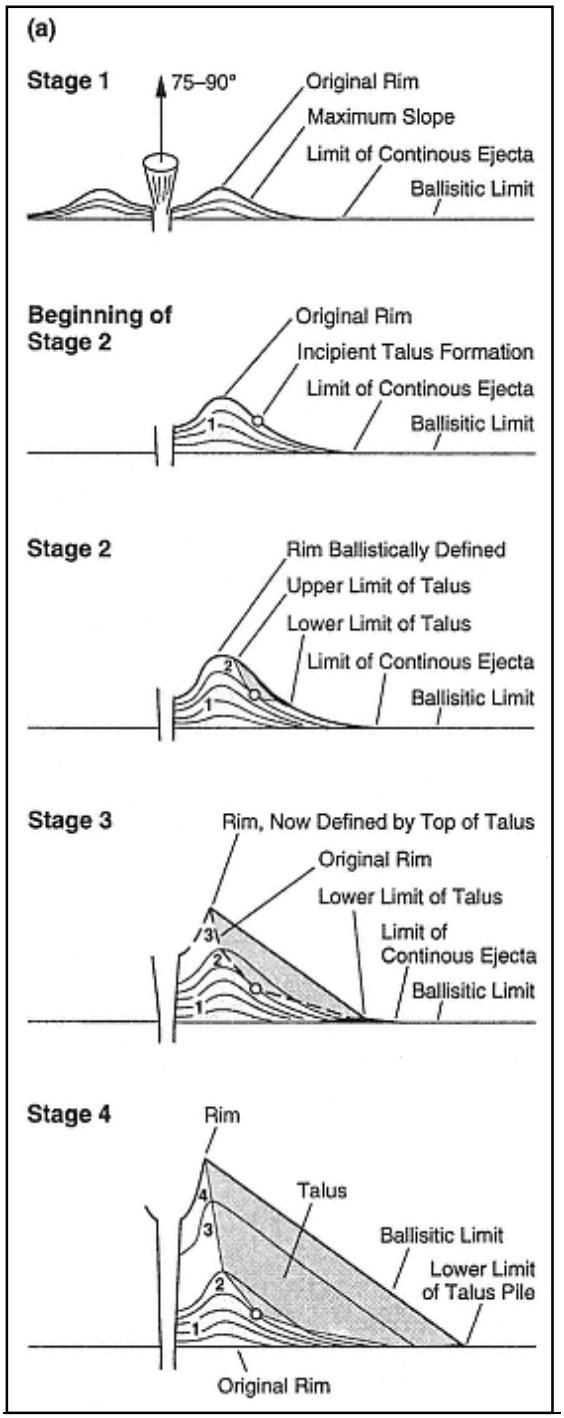

Figura 24: En aquest diagrama es pot veure el procés de formació d'un con d'escòria, els números es refereixen als corresponents estadis de l'erupció; només es mostra la meitat del con. Font: Wholetz i Heiken, 1992.

3.3. MODELACIÓ NUMÈRICA AMB CONFLOW

El Programa "Volcano-Groundwater Interaction que s'està duent a terme des de l'USGS[1] (http://vulcan.wr.usgs.gov/Projects/Mastin/), posa a l'abast de qualssevol usuari el software CONFLOW que arriba a modelitzar l'interacció aigua subterrània/magma, de manera entenedora i molt visual. Aquest programa s'utilitza en aquesta tesina per la modelació numèrica dels volcans Croscat i Can Tià.

L'objectiu d'aquest projecte de l'USGS és identificar les condicions sota les quals l'aigua subterrània suposa un perill potencial.

Per tal de realitzar-lo, s'utilitzen els següents mètodes:

· Investigacions teòriques:

Estudis de les condicions sota les quals l'aigua subterrània o les mescles aigua/magma poden ser explosives.

Modelització numèrica de la pressió i altres propietats dels fluxos de magma en conductes eruptius, per tal d'identificar les condicions sota les quals l'aigua interacciona i mescla amb el magma.

· Investigacions de casos reals:

S'estan realitzant estudis interdisciplinaris a Alaska, Hawaii i a Cascades, per tal d'identificar el grau d'implicació de l'aigua en les diferents erupcions específiques d'ambients concrets. També s'estudien les condicions hidrològiques i magmàtiques que poden haver afectat tal explosivitat.

En aquesta tesina es realitzarà un estudi similar però pels volcans Croscat i Can Tià del PNZVG utilitzant dades reals de granulometries, anàlisis químics, etc. Pels paràmetres dels que no es tinguin dades es realitzarà un anàlisi de sensibilitat i s'estimaran els valors més adequats per cada model.

3.2.1. El model Conflow

El Model **CONFLOW** és un programa de ***modelació numèrica per l'anàlisi de magmes i mescla de gasos en règim permanent a través de conductes eruptius verticals***; fou creat per L.G. Mastin i M.S. Ghiorso l'any

[1] Unit States Geological Survey

2000, actualment es pot descarregar gratuïtament al web de USGS (a l'apartat "Volcano-groundwater interaction") ja que forma part del programa de perillosiotat volcànica VHP[1].

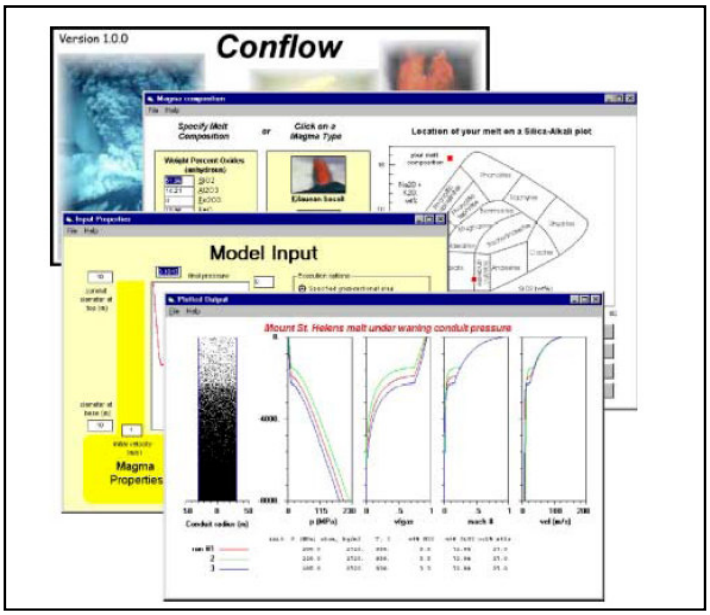

Figura 25: Interfase del Model CONFLOW (creat per Mastin i l'USGS).

En la majoria d'estudis volcànics les estimacions s'han de fer en els canvis que pateix el magma i els gasos associats en el transcurs del viatge al llarg del conducte volcànic fins arribar a la superfície.

L'exolució del gas, l'acceleració, canvis en pressió i temperatura, profunditat de fragmentació, i velocitats de sortida finals afecten en alts graus els resultats siguin emissions de piroclastos o colades de lava; a més, també poden influïr en la modelització del col·lapse de l'edifici eruptiu o en el greu en que l'aigua pot entrar al conducte durant l'activitat eruptiva.

Tant en l'estudi dels volcans del PNZVG com en qualssevol cas dels que s'estudien a l'USGS la majoria d'aquests paràmetres no poden ser estimats sense un model numèric com el CONFLOW.

Aquest model calcula les propietats del flux: pressió, vesicularitat (i 35 possibles paràmetres més) en funció d'un conucte volcànic vertical i durant una erupció en règim permanent.

El model idealitza la mescla de magma/gas com un únic fluid homogeni i calcula l'exsolució de gas assumint condicions d'equilibri (les típiques d'estudis volcànics clàssics en els que es basa el CONFLOW).

[1] Volcano Hazards Program

Aquest model és més apropiat per l'estudi d'ascensos ràpids de magma (com és el cas dels volcans de la Zona Volcànica de la Garrotxa) ja que no hi ha diferenciació magmàtica i abundants punts de nucleació permetent el creixement de les vesícules.
Les parts numèriques del model estan escrites amb Fortran 90 però també conté una interfase executable per sistemes operatius Microsoft Windows®. Aquesta interfase de Windows també permet calcular les propietats físiques del fos, dels gasos i de la mescla gas-fos.

En qualsevol erupció magmàtica vigorosa, el magma és conduït des d'algun punt profund cap a la superfície terrestre. Mentre ascendeix el gas exsoluciona, formant vesícules o bombolles que s'expandeixen fins al punt que fragmenten el magma. Aquests fragments són projectats violentament cap a l'atmosfera.
En qualsevol punt del conducte, la pressió, la velocitat, la fracció volumètrica del gas, la temperatura i altres característiques físiques són funció de dos grans factors: 1. Pressió, temperatura i composició inicials; i 2. La longitud i geometria del conducte.

El Model CONFLOW calcula les propietats del flux prioritzant un dels dos mètodes. Amb l'opció 1 (figura 26, esquerra), l'usuari especifica el diàmetre del conducte a la base i al cim; en aquest cas el programa calcula la pressió i altres propietats del flux en funció de la profunditat. Amb l'opció 2 (figura 26, dreta), l'usuari especifica el gradient de pressió dins el conducte i el programa calcula la geometria del conducte requerit.

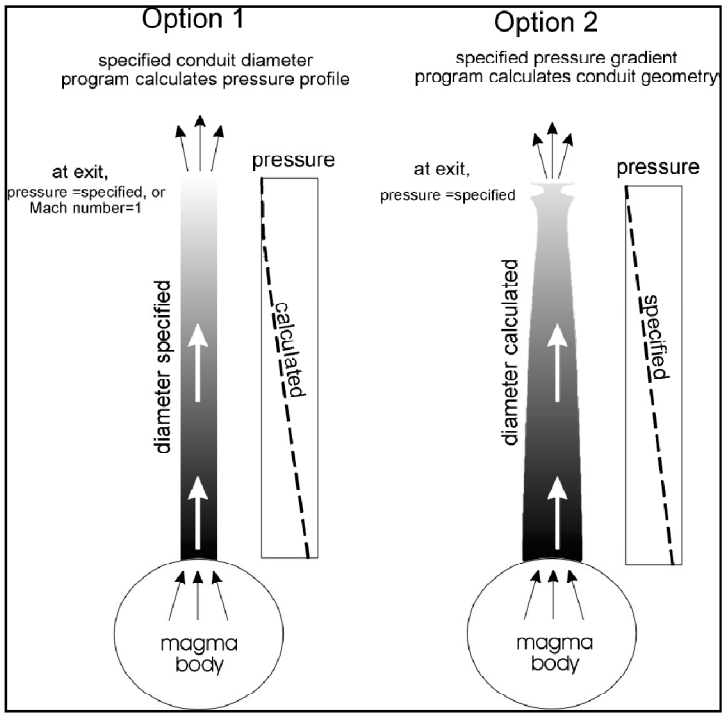

Figura 26: Variables d'input requerides pel CONFLOW i les dues opcions de les que es disposa per calcular les propietats del flux a través del conducte eruptiu. Extreta de Mastin i Ghiorso (2000).

Escollint l'opció 1, la mescla ha de satisfer una de les dues condicions següents: si la velocitat de sortida és menor que la velocitat sònica, la pressió de sortida ha de ser igual a la pressió de sortida especificada (normalment 1 atmosfera); o bé, la velocitat de sortida ha de ser igual a la velocitat sònica. A més, la pressió d'entrada a la base del conducte augmenta fins a cert límit, la mescla pot no arribar a 1 atm de pressió quan arriba a la superfície. Les condicions de sortida variaran segons la pressió d'entrada de la següent manera (on ρ és la densitat de la roca, g la constant de la gravetat i z la profunditat):

PRESSIÓ D'ENTRADA	VELOCITAT DE SORTIDA	PRESSIÓ DE SORTIDA
< pressió de columna estàtica de magma (ρgz)	0 (no té lloc l'erupció)	1 atm
lleugerament superior a ρgz	subsònica	1 atm
molt superior a ρgz	sònica	> 1 atm

Taula 6: Condicions de sortida del magma en funció de la pressió d'entrada.

La velocitat sònica de les mescles de cendra i gas normalment pot variar de poques desenes a pocs centenars de metres per segon.
Per tal de casar les condicions de sortida amb les de contorn amb l'opció 1, el programa realitza iteracions, ajustant els paràmetres fins que es satisfà la condició; amb l'opció 2 no cal iterar, ja que el gradient de pressió ve donat.

3.2.2. Assumpcions i limitacions del model conflow

Les assumpcions que es van considerar per simplificar el model es poden resumir en que el flux de magma i gasos en exsolució com una única mescla homogènia, i això comporta:

· No hi ha moviment relatiu entre el magma i el gas durant l'ascens.
· Propietats úniques per tota la mescla al llarg de tot el procés.

Altres assumpcions:
· L'exsolució de gas manté l'equilibri amb la pressió al conducte una mica més amunt del nivell de fragmentació.
· A qualsevol pofunditat, les propietats del flux són un promig de tota la secció.
· Conducte vertical.
· Flux en règim permanent (bona suposició per erupcions que duren poques hores).
· No hi ha transferència de calor per les parets del conducte eruptiu.
· El gas, el fos, i els cristalls mantenen equilibri tèrmic durant l'ascens magmàtic.

. La fase gasos només consisteix en vapor d'aigua (tot i ser el volàtil dominant en les erupcions hi solen haver altres gasos a la mescla).
· No hi ha migració de gas a través de les parets del conducte.

3.3.3. Principals equacions constitutives i de govern del model

Es mostra una llista simplificada però per a més informació es pot consultar el manual del CONFLOW citat a la Bibliografia o bé, descarregar-lo de la web de l'USGS.
Per la mescla en erupció es considera:

· Conservació de la massa: $\frac{\partial(\rho u A)}{\partial z} = 0$ (1)

· Momentum: $\rho u \frac{\partial u}{\partial z} = -\rho g - \rho u^2 \frac{f}{R} - \frac{\partial p}{\partial z}$ (2)

· Conservació de l'energia: $dh + udu + gdz = 0$ (3)

On ρ és la densitat, u la velocitat i p la pressió de la mescla al conducte; A és l'àrea de la secció del conducte, g és l'accelaració gravitacional; f és un valor de la fricció que controla les pèrdues per fricció al llarg del recorregut; R és el radi del conducte; z la posició vertical (positiva cap avall) i h l'entalpia específica per la mescla de magma i gas.

Es reordenen aquestes equacions, fent que depenguin de paràmtres de la mescla i s'obtenen les equacions que resol el programa CONFLOW.
Per mescles homogènies de gas dispers en líquid, s'obté aquesta eqüació que indica la variació de l'acceleració des del conducte (resultant de l'accio de les forces gravitacionals, friccionals asociades al flux, i al gradient de pressió). Es sol escriure d'aquestes dues maneres:

$$-\frac{dp}{dz}\left[1 - \frac{u^2}{C^2}\right] = \rho g + \rho u^2 \frac{f}{R} - \rho \frac{u^2}{A}\frac{dA}{dz}, \quad (4)$$

i reordenant s'obté:

$$-\frac{dp}{dz} = \frac{\rho g + \rho u^2 \frac{f}{R} - \frac{\rho u^2}{A}\frac{dA}{dz}}{1 - M^2} \quad (5)$$

utilitzada per calcular la pressió i el gradient de pressió al conducte (opció 1 del Conflow). On M és el úmero de Mach de la mescla (velocitat dividida per la velocitat sònica) i C és la velocitat del so.
Modificant l'eqüació anterior, per a conductes amb gradient de pressió constant, s'aïlla $\frac{dA}{dz}$, obtenint:

$$\frac{dA}{dz} = \frac{A}{\rho u^2}\left[\frac{dp}{dz}(1 - M^2) + \rho g + \frac{\rho g u^2}{R}\right] \quad (6)$$

que s'utilitza per calcular els canvis en la secció per iteracions del model en els que s'especifiqui el gradient de pressió (opció 2).