

VULCANOLOGIA

Un'eruzione vulcanica consiste nell'emissione di magma sulla superficie terrestre. Nel punto in cui avviene l'eruzione si forma un **vulcano**. In genere i vulcani hanno la forma di un rilievo, percorso nel centro da un condotto all'interno del quale risale il magma. Lo sbocco all'esterno del condotto è detto **cratere**.

Il **magma** è formato da un **liquido** con temperature intorno a 1.000-1.200°C, che si forma per fusione di materiale contenuto nel mantello terrestre. Insieme al liquido si trovano anche **cristalli solidi** e **gas**.

Il componente chimico più abbondante di molti liquidi magmatici è la **silice** (SiO₂). Le molecole di silice tendono a legarsi fra loro, formando lunghe strutture dette catene polimeriche. Per questa caratteristica, un magma con molta silice tende a essere più **viscoso**, cioè meno fluido, di uno che ne contiene poca. Un magma fluido può liberare il gas prima di arrivare in superficie più facilmente di uno viscoso.

I gas contenuti nel magma sono di diversi tipi, ma in genere il più abbondante è il **vapore acqueo**. Questo è detto *iuvenile* quando si forma insieme al magma per la fusione di minerali che contengono acqua. Vapore acqueo di origine esterna può aggiungersi al magma quando questo, risalendo verso la superficie, intercetta falde acquifere sotterranee. Altre fonti di vapore esterne sono la vegetazione e i corsi d'acqua esistenti su terreni attraversati dai prodotti di un'eruzione .

Grandi quantità di vapore acqueo sono prodotte nelle eruzioni che avvengono su vulcani ricoperti di neve o da ghiacciai o quando avvengono all'interno di laghi e mari poco profondi. Il contatto tra magma e acqua esterna provoca reazioni diverse a seconda della quantità di acqua. Se è relativamente poca provoca esplosioni, se è abbondante può arrivare a raffreddare il magma.

Quando l'emissione di magma in superficie è quasi continua per lunghi periodi, l'attività di un vulcano è detta **persistente**. Numerosi vulcani hanno eruzioni **sporadiche**, separate una dall'altra da lunghe fasi di quiescenza o di ridotta attività.

Durante le eruzioni la quantità di magma emesso può variare di molto. Le grandi eruzioni sono quelle meno frequenti e, su uno stesso vulcano, hanno tempi di ritorno molto lunghi, cioè si ripetono a distanza anche di centinaia di anni.

In base alla teoria della **tettonica delle placche**, la parte più esterna della Terra viene suddivisa in una serie di zolle rigide, formate dalla crosta e dalla parte superiore del mantello terrestre (litosfera). Le zolle di litosfera sono appoggiate sopra uno strato di materiale meno rigido formato dalla restante parte di mantello superiore (**astenosfera**). Il comportamento plastico dell'astenosfera è attribuito alla presenza di porzioni di materiale liquido.

Le zolle di litosfera più estese sono sei, con dimensioni di migliaia di chilometri. Numerose sono quelle secondarie, talvolta anche molto piccole. Una zolla litosferica può contenere un continente o un fondale oceanico o entrambi.

Le zolle litosferiche si muovono una rispetto all'altra e i loro bordi (margini di zolla) possono avvicinarsi o allontanarsi oppure scorrere paralleli. I modelli geologici considerano tre diverse situazioni:

- due zolle si allontanano una dall'altra (**margini divergenti**)
- due zolle si avvicinano fino ad entrare in collisione (**margini convergenti**)
- due zolle scorrono parallelamente una all'altra (**margini trasformati**).

Gran parte dei vulcani attivi della terra sono in corrispondenza dei margini divergenti e dei margini convergenti. Alcuni vulcani si trovano anche lontano dai bordi, all'interno di placche (intraplacca) sia continentali che oceaniche (**hot spots**).

Dal mantello terrestre, il magma risale verso l'alto perché è meno denso, e quindi meno pesante, del materiale solido che gli sta intorno, come una bolla d'aria o un pezzo di legno che risale nell'acqua. La spinta di galleggiamento del magma tende a diminuire verso la base della crosta terrestre, dove si trovano rocce meno dense di quelle del mantello. Quando la densità del materiale solido è simile a quella del magma, questo rallenta fino a fermarsi. Le zone in cui il magma si accumula vengono chiamate **camere magmatiche**. Le parti solide che circondano le camere magmatiche sono dette **rocce incassanti**.

All'interno di una camera magmatica il magma può stazionare per periodi molto lunghi e può anche raffreddarsi e solidificare senza giungere in superficie, formando le **rocce magmatiche intrusive** (es.: graniti).

Per dar luogo a un'eruzione il magma deve risalire dalla camera magmatica e raggiungere la superficie. Un possibile meccanismo che rimette il magma in movimento è la **variazione di pressione** che può essere determinata o da un aumento della pressione all'interno della camera magmatica o da una diminuzione di quella esterna, rappresentata dal peso delle rocce incassanti.

La pressione all'interno della camera può aumentare per la formazione e la risalita di nuovo magma, quella esterna può diminuire per lo stiramento della crosta, fino alla lacerazione, causato dai movimenti che avvengono nella parte più esterna del globo terrestre.

I due meccanismi possono anche combinarsi. Ad esempio, una diminuzione di pressione esterna favorisce la liberazione di parte del gas disciolto nel magma. Il gas si separa dal liquido formando delle bolle che si muovono verso l'alto e premono contro il tetto della camera magmatica, aumentando la pressione interna. Il magma può anche essere spinto all'interno di fratture se il serbatoio viene compresso da movimenti delle rocce incassanti.

In ogni caso, perché il magma raggiunga la superficie terrestre si deve rompere la situazione di equilibrio creatasi tra il liquido fermo nella camera magmatica e le rocce incassanti e in queste devono formarsi fratture lungo le quali il magma possa infiltrarsi.

Tutte le ipotesi che si fanno sulla formazione e sulla risalita dei magmi nascono da osservazioni indirette (propagazione delle onde sismiche, anomalie gravimetriche, ecc.) essendo impossibile l'analisi diretta a quelle condizioni di profondità e di temperatura.

TIPI DI ERUZIONI

A seconda della composizione chimica del magma e delle condizioni che questo incontra durante la risalita dalla camera magmatica, un'eruzione può avere caratteristiche molto diverse. La suddivisione fondamentale è tra **eruzioni effusive** ed **eruzioni esplosive**.

In quelle **effusive** il magma emesso in superficie prende il nome di **lava** e forma colate che scendono lungo i fianchi del vulcano.

Nelle **esplosive**, il magma viene frammentato in particelle di varie dimensioni che vengono scagliate all'esterno con violenza e si raffreddano formando rocce piroclastiche: **pomici, scorie, bombe, ceneri...**

Alcuni vulcani hanno attività prevalentemente esplosiva, altri prevalentemente effusiva. Una stessa eruzione può avere fasi esplosive e fasi effusive.

Molte eruzioni prendono il nome dei vulcani su cui sono tipiche e sono dette hawaiane, stromboliane, vulcaniane e pliniane.

1. Le **eruzioni hawaiane**, frequenti sui vulcani delle isole Hawaii, sono poco o niente esplosive e formano colate di **lava fluida**. Gli episodi esplosivi di queste eruzioni consistono in copiosi getti di materiale incandescente che raggiungono altezze di qualche centinaia di metri, detti **fontane di lava**.
2. Le **eruzioni stromboliane** prendono il nome dal vulcano Stromboli nelle isole Eolie e consistono in una successione di **esplosioni moderate**, separate da intervalli di tempo anche lunghi. Durante le esplosioni i brandelli di magma incandescente vengono lanciati in aria e ricadono nelle vicinanze del cratere. Nelle fasi più intense, i lanci di materiale possono raggiungere altezze di qualche chilometro.
3. Nelle **eruzioni vulcaniane**, le esplosioni producono prevalentemente **cenere** che viene espulsa insieme a pezzi del condotto e a grossi brandelli di lava viscosa che ricadono al suolo in parte ancora caldi (**bombe**).
4. Le **eruzioni pliniane** sono caratterizzate dalla formazione di colonne eruttive alte decine di chilometri, composte da **ceneri, pomici e gas**. Il termine pliniano deriva da Plinio il Giovane il quale per primo descrisse un'eruzione di questo tipo, quella del Vesuvio che nel 79 d.C. distrusse Pompei e Ercolano e a causa della quale morì lo zio, Plinio il Vecchio. Nel corso di un'eruzione pliniana, può verificarsi che la colonna eruttiva, diventata troppo densa e pesante per continuare a salire verso l'alto, ricada lungo i fianchi del vulcano formando flussi estremamente pericolosi per la loro velocità e temperatura. I **flussi** che si formano nel corso delle eruzioni esplosive sono composti da piroclasti solidi e gas. Se la quantità di solidi è molto abbondante e il flusso è denso quasi come una valanga, viene chiamato **flusso piroclastico**. Quando le particelle solide sono poche e disperse in un'abbondante fase gassosa, vengono chiamati **surge**.
5. Vi sono eruzioni dette **ultra-pliniane**, nel corso delle quali si sviluppano colonne eruttive molto alte o grossi flussi piroclastici. Si distinguono dalle pliniane per la grande quantità di prodotti eruttati e per l'ampiezza dell'area su cui sono dispersi.

ERUZIONI A CONTATTO CON L'ACQUA

Se il magma si avvicina a zone con acqua sotterranea (falde acquifere) o superficiale (mare o lago) e l'acqua riscaldata forma getti di vapore, le eruzioni si chiamano **freatiche**. Se il magma entra in contatto e insieme al vapore vengono eruttati pezzi di magma, le eruzioni sono dette **freato-magmatiche**. Le eruzioni freatiche, dette anche ultra-vulcaniane in riferimento all'eruzione avvenuta sull'isola di Vulcano nel 1888, consistono in una serie di esplosioni durante le quali viene espulso prevalentemente vapore acqueo e pezzi di roccia derivanti dall'apparato vulcanico.

Un'esplosione freatica può formare una colonna di vapore alta vari chilometri e lanciare a distanze di centinaia di metri massi del peso di qualche quintale.

Con **freato-magmatiche** si indicano eruzioni molto violente (chiamate anche eruzioni surtseiane e freato-pliniane) innescate dal contatto diretto fra magma e acqua. Senza il contatto con l'acqua, molte di queste eruzioni formerebbero colate di lava.

ERUZIONI EFFUSIVE

Il magma che arriva in superficie prende il nome di **lava** quando è emesso nel corso di eruzioni effusive e forma delle colate che scorrono lungo i fianchi del vulcano.

Il termine ha origine dal dialetto napoletano, che con "lava" indica i torrenti di acqua mista a fango che scendono dalle colline intorno alla città dopo violenti acquazzoni. Tumultuosi torrenti gonfi di ceneri e altro materiale vulcanico sono descritti nelle cronache delle eruzioni storiche del Vesuvio e sono stati talvolta interpretati come eventi eruttivi.

Un quartiere napoletano, frequentemente soggetto a questi fenomeni, veniva chiamato "il Lavinaio". Con l'eruzione effusiva del Vesuvio del 1737, il termine "lava di fuoco" venne utilizzato per descrivere le colate di lava vere e proprie.

La composizione chimica della lava è quella del magma originario impoverito dai gas che vengono liberati nell'aria prima e durante l'eruzione. In base al contenuto dell'elemento più abbondante, la **silice**, i magmi e i prodotti che ne derivano vengono detti **acidi se contengono molta silice** (più del 52%) e **basici se ne contengono relativamente poca**.

Molte delle lave presenti sulla superficie terrestre derivano da magmi basici e sono chiamate **basalti**. Meno diffuse sono le lave di tipo acido, in quanto i magmi con alto contenuto in silice danno più facilmente luogo a eruzioni esplosive.

VISCOSITÀ

Una delle caratteristiche fisiche più importanti di una lava è la **viscosità**. La viscosità è definita come la resistenza di un fluido allo scorrimento e dipende in modo particolare dalla composizione chimica e dalla temperatura del fluido. Una lava molto calda è poco viscosa e scorre velocemente, mentre una con temperatura più bassa è viscosa, scorre lentamente e tende ad accumularsi in colate molto spesse. Una lava molto viscosa può addirittura uscire a fatica dal cratere e formare ammassi quasi privi di movimento. A parità di temperatura, le lave derivanti da magmi basici sono in genere più fluide di quelle derivanti da magmi acidi.

Con la distanza dal centro eruttivo diminuisce la temperatura e in ogni tipo di lava aumenta la viscosità. La velocità di scorrimento delle lave è generalmente di qualche chilometro all'ora e diminuisce ulteriormente nelle zone più lontane dalla bocca eruttiva. Proprio per la loro scarsa velocità, le colate di lava raramente rappresentano un pericolo per le vite umane.

Una colata di lava che scorre lungo le pendici di un vulcano può essere divisa in due parti: il canale e il fronte. Il **canale** è il tratto vicino al cratere entro il quale la lava scorre, il **fronte** è il punto più lontano dalla bocca eruttiva, dove la lava è meno calda, si ammuccia e comincia a fermarsi. Raggiungendo il fronte la lava rallenta e la colata si allarga lateralmente.

La colata disperde calore rapidamente dalle zone a contatto con l'aria e, dopo un percorso a volte molto breve, si ricopre di una **crosta solida** che aumenta di spessore con la distanza. Una volta formata la crosta, la lava ancora calda resta isolata dall'esterno e il raffreddamento rallenta.

Fino a che la crosta è abbastanza sottile e plastica, può deformarsi senza rompersi. Al contrario, quando è spessa e rigida, il movimento della lava calda sottostante la rompe in pezzi. Questo processo, detto **autobrecciatura**, forma lastre, blocchi e detriti solidi che ricoprono molte colate laviche.

A una certa distanza dal cratere, la superficie di una colata può essere completamente ricoperta da pezzi di lava fredda prodotti dall'autobrecciatura della crosta. Il movimento del flusso che avanza fa cadere i pezzi di crosta ai lati e davanti al fronte.

Il detrito laterale forma gli **argini**, quello che ricade davanti al fronte finisce sotto la colata che avanza. Il percorso della lava consiste in un movimento dal cratere al canale, dal canale al fronte e dal fronte agli argini.

La parte di canale vicina al cratere, dove la lava scorre liberamente sopra il terreno è detta canale vero e proprio, mentre si dice canale arginato quando il detrito comincia ad ammassarsi ai lati.

Una colata attraversa due fasi: una di **sviluppo** e una di **collasso**. Durante la prima, la lava continua a sgorgare dal cratere e rifornisce la colata di materiale caldo. Nella seconda, l'emissione dal cratere è terminata, ma nel canale c'è ancora lava che scorre verso il fronte, lasciandosi alle spalle solo materiale freddo.

Durante la fase di collasso, la colata rallenta fino a fermarsi quando la lava è passata tutta dal canale al fronte. La lunghezza finale di una colata dipende dalla quantità totale di lava eruttata e dalla durata dell'alimentazione al cratere.

Se dal cratere esce un piccolo rivolo di lava, questo si raffredda rapidamente e si ferma, anche se l'emissione dura a lungo. La stessa quantità di lava emessa in poco tempo può formare una colata più grossa che resta calda, e scorre, per tratti più lunghi.

Quando la colata si ferma e comincia a raffreddarsi anche la parte più interna, la lava si contrae e si frattura. La lenta perdita di calore può dividere la colata, soprattutto se di grosso spessore, in blocchi simili a colonne.

Quando diverse colate seguono lo stesso percorso nell'arco di un periodo di tempo limitato, si forma un flusso composito. Durante lo sviluppo di un flusso composito, ogni colata che percorre il canale aggiunge un nuovo strato di materiale agli argini laterali.

Due colate successive che percorrono lo stesso canale possono essere molto vicine nei pressi del cratere e allontanarsi una dall'altra con la distanza. Flussi compositi, insieme a colate singole, eruttati da un cratere durante lo stesso periodo di attività, formano i **campi di lava**.

L'insieme di diversi campi di lava formano la copertura di un vulcano (lava armor) con una morfologia irregolare, avendo i vari flussi e campi spessori e lunghezze differenti.

LAVE FLUIDE

L'aspetto che assume una colata di lava può essere molto diverso a seconda del chimismo del magma originario, della temperatura e di altri fattori che influenzano la possibilità di movimento di un fuso in progressivo raffreddamento.

La distinzione dei tipi di colata in base alla fluidità della lava non è fatta su base chimica, ma in genere le lave molto fluide hanno composizione basica o intermedia.

Nel passato geologico, imponenti e prolungati flussi emessi da lunghe fessure della crosta terrestre hanno costruito vasti altipiani, detti **plateau basaltici**. Queste lave erano molto fluide e hanno

percorso lunghe distanze anche su terreni poco inclinati.

Flussi di lave basaltiche, difficilmente quantificabili per la loro inaccessibilità, fuoriescono continuamente dalle **dorsali medio-oceaniche** e formano i fondali oceanici. Le lave sottomarine sono in prevalenza del tipo detto a cuscino (o **pillow-lava**) per la forma rotondeggiante che assumono a causa del rapido raffreddamento a contatto con l'acqua del fondo oceanico.

Le più grandi colate basaltiche subaeree sono quelle che avvengono sulle isole oceaniche, come le **Hawaii**, mentre i vulcani continentali eruttano quantità inferiori di magmi basaltici.

Le lave basaltiche e di tipo intermedio subaeree vengono indicate con i termini hawaiani pahoehoe e aa. Le **lave pahoehoe** sono molto fluide e hanno una superficie liscia o segnata da deformazioni plastiche; le **lave aa** sono colate più spesse, con la superficie ricoperta da detrito prodotto dall'autobrecciatura della crosta.

L'**Etna**, che rappresenta il più grande vulcano basaltico continentale del mondo in attività, ha prodotto nel 1669 una colata di 1 km³, considerata la più voluminosa avvenuta su questo vulcano in epoca storica.

Con una lunghezza di 40 km e un volume di 12,3 km³, la colata basaltica avvenuta nel 1783 dal vulcano Laki, è quella storica più voluminosa che si conosca. Tra i flussi meno recenti, si ricorda il Roza Member del Miocene Medio nel Columbia River Plateau (USA), lungo 300 km e con un volume di 1500 km³.

LAVE VISCOSE

Molte lave viscosse contengono grandi quantità di cristalli che indicano un abbassamento nella temperatura del magma prima dell'eruzione. La temperatura relativamente bassa, la presenza della fase solida e il fatto che con la formazione dei primi cristalli il fuso si arricchisce di silice, sono fattori che concorrono a ridurre la fluidità di un magma.

Le lave con alti contenuti in silice (**daciti, trachiti e andesiti**) hanno poca capacità di movimento e si accumulano vicino al punto di emissione formando dei rilievi detti **duomi vulcanici**. Quando si raffreddano appena sotto la superficie, provocano il sollevamento dell'area e sono chiamati **criptoduomi**.

Le lave di composizione intermedia (**rioliti**) possono accumularsi formando duomi o scorrere per brevi tratti formando strutture pianeggianti, grosso modo circolari (**mesa**), oppure spessi flussi di lave a blocchi quando sono più calde e relativamente fluide.

Spesso le **lave riolitiche** vengono eruttate nelle fasi finali di eruzioni esplosive che hanno formato ampi crateri. In questo caso, le colate restano confinate all'interno dei crateri e, solo nel caso di flussi abbondanti, riescono a formare colate che si spingono all'esterno dell'edificio vulcanico.

ERUZIONI ESPLOSIVE

Il fuso magmatico contiene in soluzione una quantità di gas che dipende dalla sua composizione chimica e dalle condizioni di temperatura e pressione alle quali si trova. Via via che il magma risale verso la superficie terrestre, diminuisce la pressione esterna e diminuisce di conseguenza la quantità di gas che può essere mantenuto in soluzione. Quando la pressione esterna raggiunge un valore critico, detto **pressione di saturazione**, il gas comincia a uscire dal magma (**processo di essoluzione**) e a formare delle bolle.

Se il magma continua a salire, la pressione esterna diventa sempre minore e aumenta la quantità di gas che può essolversi. Le bolle si espandono e, essendo più leggere, risalgono attraverso il liquido magmatico.

Con la formazione delle bolle e con la loro espansione la massa totale aumenta di volume e aumenta anche la sua velocità di risalita.

Espandendosi, le bolle vicine si uniscono. Oltre una certa dimensione l'espansione termina e la pressione del gas all'interno delle bolle riprende ad aumentare, perché continuamente riscaldate dal magma che le circonda.

La differenza di pressione tra interno e esterno della bolla cresce anche perché le bolle continuano a risalire e si trovano in condizioni di pressione esterna sempre più bassa. Quando la pressione interna è più alta di quella esterna, la bolla esplode.

L'esplosione delle bolle avviene in parte all'interno del condotto vulcanico, prima che il magma arrivi in superficie. Altre bolle scoppiano all'uscita dalla bocca eruttiva, quando la pressione esterna è quella dell'aria.

L'esplosione delle bolle frammenta il magma in pezzi più o meno grandi che vengono scagliati in alto. Le bolle che non hanno una pressione interna sufficiente per esplodere, restano intrappolate nei brandelli di magma che raffreddano al contatto con l'aria.

Quanto più è alto il numero di bolle che esplode, tanto più il magma è frammentato. Le piccole dimensioni dei frammenti favoriscono un raffreddamento rapido che è la causa della struttura vetrosa di molti piroclasti. Le bolle inesplose all'interno dei frammenti danno ai piroclasti l'aspetto poroso e vescicolato, tipico delle pomici (schiuma di magma).

La frammentazione del magma e la formazione dei piroclasti è regolata dalle variazioni di pressione, esterna al magma e interna alle bolle di gas, nonché dalla quantità di gas che un magma è in grado di contenere e di essolvere.

La quantità di gas, a sua volta, dipende dal contenuto iniziale nel magma e dalla possibilità che ne venga aggiunto altro da fonti esterne. Il gas di origine esterna deriva dall'evaporazione di falde acquifere che il magma incontra durante la risalita o dal contatto con acque superficiali, quando l'eruzione avviene in bacini marini o lacustri.

Il contatto tra magma e acqua provoca la formazione di grandi quantità di vapore acqueo e può innescare violente esplosioni.

Le eruzioni esplosive avvengono generalmente da magmi con elevati contenuti in silice che sono in grado di trattenere abbondante gas al loro interno fino alle zone vicine alla superficie o da magmi (anche basici) che entrano in contatto con acqua esterna.

Scorie e bombe basaltiche sono emesse in prevalenza nel corso di eruzioni hawaiane con esplosioni moderate che lanciano brandelli di lava a altezze di qualche centinaio di metri. Quando l'emissione di magma è copiosa, si formano **fontane di lava** dalle quali ricadono pezzi di lava ancora caldi che si accumulano formando coni di scorie saldate (detti **spatter**).

Scorie, bombe e blocchi di composizione basaltica o intermedia sono eruttate nel corso di eruzioni stromboliane con esplosioni poco violente che si succedono a intervalli di tempo più o meno prolungati e con colonna eruttiva alta intorno al chilometro.

Litici accessori di varie dimensioni, con abbondanza di frammenti molto piccoli derivanti dal condotto e dall'apparato vulcanico vengono scagliati in aria insieme a grandi quantità di vapore nel corso delle **eruzioni vulcaniane**.

Pomici e ceneri, in genere di composizione acida, sono i prodotti piroclastici tipici delle **eruzioni pliniane**, ma vengono emessi in abbondanza anche nel corso di tutte le eruzioni in cui avviene interazione tra acqua esterna e magma, come le freato-pliniane (magmi generalmente acidi) e le freato-magmatiche (o surtseyane, con magmi prevalentemente basici).

I piroclasti sono trascinati verso l'alto da colonne eruttive sostenute più o meno sviluppate a seconda del tipo di eruzione. Nel corso di alcune eruzioni molto violente, la miscela eruttiva (formata prevalentemente da pomice, cenere e gas) non sale verso l'alto, ma si espande dal cratere e scorre al suolo formando flussi piroclastici (quando i piroclasti sono più abbondanti del gas) o surge (quando il gas è prevalente).

ROCCE PIROCLASTICHE

Si chiamano **piroclasti** tutti i prodotti vulcanici emessi nel corso delle eruzioni esplosive. I piroclasti hanno nomi diversi a seconda della loro origine e delle loro dimensioni.

In base alla loro origine possono essere distinti in:

IUVENILI quando derivano dal magma che provoca l'eruzione. I piroclasti juvenili comprendono:

- i **frammenti vetrosi**. Il **vetro** è una sostanza che può derivare da qualsiasi fuso silicatico quando il raffreddamento è rapido e non permette la formazione di una struttura molecolare organizzata. I piroclasti vetrosi e bollosi sono le **pomici**, le **scorie** e le **ceneri**. Le pomici sono di colore chiaro, da bianco a grigio, ricche di bolle lasciate dai gas e pertanto molto leggere. Le scorie sono di colore scuro, nero o rossiccio, meno vescicolate delle pomici. Le ceneri vetrose sono piccoli frammenti di pomici o di scorie. Altri piroclasti juvenili non presentano bolle, come l'**ossidiana** e le particelle di cenere che derivano dalle pareti di bolle esplose.
- i **cristalli** che si sono formati nel magma prima dell'eruzione.

LITICI ACCESSORI: Sono particelle solide non vescicolate che derivano da magma solidificato durante eruzioni precedenti e coinvolto in un'eruzione successiva.

LITICI ACCIDENTALI: Sono frammenti di varia natura, anche non magmatica, provenienti dal condotto vulcanico o dalle rocce incassanti. Sono accidentali anche i clasti raccolti dal terreno dai flussi durante lo scorrimento al suolo.

XENOLITI - Quando non è possibile individuare in una particella non vescicolata un elemento accidentale o accessorio, si usa il termine xenolite. Alcune xenoliti sono pezzetti di mantello terrestre, trascinati fino in superficie dal magma.

I prodotti piroclastici vengono classificati in base alle loro dimensioni:

- dimensioni maggiori di 64 mm

bombe (emesse allo stato liquido)

blocchi (emessi allo stato solido)

- dimensioni comprese tra 64 e 2 mm

lapilli

- dimensioni comprese tra 2 mm e 62 micron

cenere grossolana

- dimensioni inferiori ai 62 micron

cenere fine

I prodotti emessi durante le eruzioni esplosive si accumulano al suolo formando i **depositi piroclastici**.

I depositi piroclastici vengono detti **da caduta** quando sono formati dai prodotti che ricadono a terra attraverso l'aria, per lanci diretti dal cratere (balistici) o dopo essere stati trasportati in alto da colonne eruttive sostenute.

I piroclasti che si sedimentano dai flussi piroclastici o dai surge formano i depositi **da flusso**. Alcuni depositi di grossi flussi piroclastici, composti prevalentemente da ceneri e pomici, si chiamano **ignimbriti**.

Depositi da caduta

La caduta al suolo dei piroclasti trasportati nelle colonne eruttive sostenute avviene a distanze e con velocità differenti a seconda delle dimensioni, densità (peso) e altezza cui vengono lanciati.

I piroclasti più pesanti cadono vicino al punto di emissione, quelli più piccoli e leggeri sono trasportati più in alto e cadono a distanze maggiori, quelli molto fini possono essere trasportati dai venti per lunghi tragitti e ricadono al suolo dopo tempi anche molto lunghi. Le colonne eruttive molto alte disperdono gran parte dei prodotti nella direzione del vento.

I piroclasti restano sostenuti nella colonna fino a quando la spinta verso l'alto supera la forza di gravità, dopo di che cadono accelerando finché la forza di gravità non è controbilanciata dall'attrito con l'aria. Da questo punto in poi la particella cade con una velocità costante, chiamata velocità terminale.

Alcuni grossi piroclasti non riescono ad alzarsi sopra il cratere e ricadono a terra seguendo una traiettoria balistica. L'impatto può provocare nel punto in cui cadono una impronta la cui geometria permette di risalire alla zona di provenienza del piroclasto.

Una caratteristica dei depositi da caduta è quella di mantellare la topografia esistente prima dell'eruzione con uno spessore uniforme, come una nevicata che ricopre un terreno.

I prodotti da caduta sono in genere spigolosi, perché non vengono abrasati durante il trasporto e la sedimentazione. Le dimensioni dei granuli e lo spessore del deposito diminuiscono regolarmente con la distanza dal centro di emissione.

I depositi da caduta sono spesso caratterizzati da una buona selezione granulometrica, cioè i piroclasti hanno mediamente la stessa dimensione, a una determinata distanza dal cratere. Questo indica che le colonne sostenute restano alla stessa altezza per periodi abbastanza lunghi.

Se l'altezza della colonna varia, variano anche le dimensioni dei piroclasti che ricadono in uno stesso punto. Quando i piroclasti diventano più piccoli verso l'alto del deposito si dice che c'è una gradazione granulometrica diretta. Quando diventano più grossi la gradazione granulometrica si chiama inversa.

I grossi depositi di pomice da caduta si formano nel corso delle eruzioni pliniane e coprono un'area di forma ellittica intorno al cratere, allungata nella direzione del vento. Le ceneri delle colonne pliniane sono trasportate dai venti, si sedimentano anche dopo tempi molto lunghi e in zone più lontane.

I depositi di ceneri da caduta si trovano spesso sopra i depositi da flusso e sono formati da ceneri molto fini che sono state espulse insieme alla fase gassosa da grossi flussi piroclastici. La cenere della nube che si forma sopra il flusso ricade al suolo dopo la sedimentazione dei prodotti da flusso. I depositi di scorie da caduta derivano da eruzioni moderatamente esplosive di magmi generalmente basici. La loro distribuzione è simmetrica intorno al cratere, non essendo i lanci sufficientemente alti per risentire dell'effetto del vento.

Alcuni depositi da caduta sono formati da strati di lapilli intercalati da sottili livelli di cenere. In questo caso l'eruzione può essersi sviluppata attraverso fasi esplosive, corrispondenti al deposito di lapilli, alternate a pause durante le quali si sono sedimentate le particelle fini rimaste in sospensione.

Quando, intercalati ai lapilli da caduta, si trovano ceneri da flusso il deposito viene interpretato come il risultato di fasi alterne a colonna sostenuta e colonna collassante. Spesso questi depositi terminano con grossi spessori di prodotti da flusso piroclastico.

In alcuni depositi da caduta si riscontra una zonatura chimica laterale, cui corrisponde anche una differente densità dei prodotti. I piroclasti di composizione basica sono più densi e ricadono vicino al cratere, mentre quelli più acidi sono meno densi e possono essere trasportati più in alto dalla colonna eruttiva e cadere al suolo in zone più lontane. Il fenomeno, viene chiamato frazionamento eolico.

In genere lo spessore dei depositi da caduta decresce regolarmente con la distanza dal centro eruttivo. In alcuni depositi di ceneri da caduta sono stati rilevati incrementi di spessore con la distanza. Questo fatto viene interpretato come conseguenza della ricaduta al suolo di aggregati composti da particelle molto fini che avrebbero avuto, separatamente, una distribuzione più vasta.

Depositi da flusso

I depositi da flusso hanno caratteristiche molto diverse a seconda che derivino dai flussi piroclastici o dai surge.

depositi dei flussi piroclastici

I flussi piroclastici sono miscele di piroclasti e gas, molto dense e in parte fluidizzate, cioè i granuli meno pesanti sono sostenuti nella miscela grazie al movimento dei gas verso l'esterno. I flussi piroclastici scendono dal vulcano scorrendo nelle incisioni, aggirano gli eventuali ostacoli morfologici e possono scavalcare rilievi non troppo alti. I loro depositi risultano di conseguenza più spessi nelle depressioni, che tendono a riempire, e sono assenti sui pendii ripidi.

I piroclasti, soprattutto quelli più fragili come le pomice, sono arrotondati per i continui urti che subiscono durante il trasporto. I depositi dei flussi piroclastici presentano scarsa selezione granulometrica e in uno stesso punto si possono trovare insieme cenere molto fine e grossi litici.

Durante il trasporto, i piroclasti più grossi e più densi cadono verso il fondo, mentre le pomice leggere tendono a galleggiare nella parte superiore del flusso. Nei depositi da flusso si trovano spesso litici a gradazione diretta alla base e pomice a gradazione inversa nella parte alta.

Una caratteristica dei depositi da flusso denso sono le strutture di degassazione. I gas costipati tra i granuli escono dal flusso trascinando verso l'esterno le particelle più fini. Nei canali percorsi dal

flusso di gas restano solo i piroclasti densi o pesanti e manca la matrice fine. Queste strutture sono dette anche pipes.

Alcuni depositi da flusso sono saldati e formano una roccia che viene chiamata tufo vulcanico. In depositi molto grossi le pomice sono spesso schiacciate e deformate e vengono dette fiamme.

depositi dei surge

I depositi da surge possono essere molto diversi, in quanto con surge si definiscono tutti i flussi nei quali il volume dei gas è maggiore di quello dei piroclasti solidi. Il movimento dei gas tra le particelle, non essendo ostacolato da un'alta concentrazione, segue dei vortici turbolenti che espandono la nube eruttiva.

Ogni corrente piroclastica con queste caratteristiche, espansa e turbolenta, viene chiamata surge, ma può svilupparsi in situazioni molto diverse:

- **base surge** (si forma alla base di colonne pliniane o direttamente da esplosioni),
- **ground surge** (si forma alla base dei flussi piroclastici)
- **ash-cloud surge** (si forma sopra i flussi piroclastici).

Solo il base surge rappresenta un episodio eruttivo indipendente, mentre gli altri due tipi di surge si formano da un flusso piroclastico. I surge, essendo costituiti prevalentemente da gas, non sono in grado di mantenere in sospensione piroclasti di grosse dimensioni e, di conseguenza, i depositi sono formati essenzialmente da prodotti a granulometria fine.

Quando scorre, un surge tende a incanalarsi nelle vallate ma, data la sua turbolenza e velocità, è in grado di superare anche notevoli rilievi. Per questo, i depositi da surge hanno caratteristiche intermedie tra quelli da caduta e quelli da flusso piroclastico: tendono ad avere gli spessori maggiori nelle depressioni, ma si possono trovare anche su rilievi e pendii, dove generalmente non vi sono depositi da flusso.

Una caratteristica di molti depositi da surge consiste nella presenza di strutture sedimentarie quali dune, laminazioni planari, antidune, strutture a laminazione incrociata e forme di trazione che variano con la distanza dal centro eruttivo.

I depositi dei **base surge** costituiscono spesso i bordi di vulcani tipo maar e anelli di tufo, piccoli edifici vulcanici che si formano per esplosioni causate da interazione tra acqua di falde sotterranee e magma. Il magma è molto frammentato e i piroclasti hanno dimensioni da ceneri grossolane a ceneri fini, con abbondanti litici balistici nei pressi del cratere.

Lo spessore del deposito di un solo base surge può essere molto piccolo ma, essendo comune la successione di più esplosioni durante le eruzioni che formano base surge, i depositi sono spesso formati dalla sovrapposizione di molti strati.

Le strutture sedimentarie nei depositi dei base surge variano con la distanza dal cratere. Nelle zone vicine al punto di emissione è frequente la formazione di dune. A distanze intermedie gli strati sono prevalentemente massivi, cioè privi di strutture. Nelle zone più distanti dal centro eruttivo il deposito ha strutture planari.

La formazione di queste strutture è collegata alla variazione nella concentrazione delle particelle e alla diminuzione della turbolenza che si producono nel surge per la sua progressiva perdita di gas e volume (deflazione) con la distanza.

La parte superiore di grossi depositi di pomice e ceneri da flusso (ignimbriti) è formata da strati di ceneri fini con strutture sedimentarie tipiche dei surge. Questa parte di deposito deriva da una nube espansa e turbolenta, chiamata **ash-cloud surge**, formata dalla cenere più fine che i gas hanno trascinato all'esterno del flusso piroclastico.

Perché si formi un ash-cloud surge in grado di lasciare un deposito rilevabile, il flusso piroclastico deve essere molto voluminoso e con abbondante cenere e gas.

I depositi dei **ground surge** sono formati da strati di particelle dense (cristalli e piccoli litici), senza matrice, sedimentati da correnti espanse che si generano alla base di un flusso piroclastico. La matrice è asportata dal movimento vorticoso dei gas.

La formazione di un surge alla base di un flusso concentrato è favorita dall'inglobamento di aria esterna e dalla presenza di umidità nel terreno. L'aria e l'umidità assorbite vengono riscaldate rapidamente e creano una zona basale espansa e turbolenta, sopra la quale scorre la massa densa del flusso.

Le colate di fango o lahar

Alcuni depositi piroclastici, pur essendo conseguenza di eruzioni esplosive, non sono sedimentati da processi contemporanei all'evento eruttivo. Tra questi, vi sono le valanghe di fango, di solito chiamate con il termine indonesiano lahar, con il quale ci si riferisce sia al tipo di flusso che al deposito.

In molti casi, i lahar si verificano in coincidenza dell'eruzione o poco dopo, ma possono avvenire anche a distanza di molto tempo, favoriti dalla caduta di acque piovane.

Una delle più gravi catastrofi vulcaniche degli ultimi tempi, quella del Nevado del Ruiz (Colombia) nel 1985, che ha provocato 25000 morti, è stata causata da lahar. Un'eruzione di piccola rilevanza fece sciogliere il ghiacciaio formatosi sul vulcano, alto oltre 5000 m, provocando valanghe che si sono incanalate lungo le valli per più di 50 km, distruggendo il villaggio di Armero varie ore dopo l'inizio dell'eruzione.

I lahar si formano perché nel corso delle eruzioni esplosive le pendici dei vulcani si ricoprono di materiale incoerente, scorie, ceneri e pomici, facilmente rimovibili dalla pioggia, dal ghiaccio sciolto dall'eruzione o dal vapore emesso dal vulcano. I lahar derivanti da eruzioni che avvengono attraverso laghi o dal collasso di laghi craterici possono essere i più distruttivi, in quanto coinvolgono istantaneamente grandi quantità di acqua.

I lahar sono tanto più pericolosi quanto più grande è il bacino di accumulo dal quale provengono e quanto più vi è differenza di quota fra il bacino di accumulo e quello di deposizione. Possono travolgere e inglobare tutto ciò che incontrano, trasportando massi di diverse tonnellate e tronchi d'albero.

Come gli altri flussi densi, i lahar si incanalano nelle vallate dove formano depositi interstratificati con materiali alluvionali, con rocce piroclastiche o colate di lava originate dal medesimo vulcano.

Se il flusso raggiunge lo sbocco delle valli, si apre in lobi digitati e i depositi hanno la forma di un ventaglio. Quando una vallata si restringe, lo spessore del flusso aumenta e lascia sui fianchi della valle il segno del livello raggiunto con un sottile deposito.

I clasti trasportati da un lahar possono avere dimensioni molto varie ma, rispetto a quelli di un flusso piroclastico, sono mediamente più grossi. I blocchi decrescono in numero e dimensione con la distanza, mentre le particelle meno grosse non sempre seguono questo andamento.

Lo spessore dei lahar è molto variabile, da qualche metro al centinaio di metri. Come i flussi di detrito non vulcanico molto densi, tendono a fermarsi formando un alto fronte. La superficie del deposito nel suo insieme appare piatta, ma in dettaglio si osservano numerose irregolarità dovute al differente grado di compattazione del materiale.

VULCANI

Con **vulcano** si intende una struttura che si forma sulla superficie terrestre nelle zone in cui si verifica emissione di magma, cioè dove avviene un'eruzione.

Molti vulcani hanno la forma di una montagna conica, costruita dalla sovrapposizione dei prodotti eruttati. Il cono è percorso all'interno da uno o più condotti, che rappresentano l'ultimo tratto di risalita del magma. I condotti si aprono all'esterno con bocche eruttive o crateri.

Quando la risalita di magma avviene per molto tempo lungo lo stesso condotto, i prodotti delle eruzioni si accumulano intorno a questo formando un vulcano centrale.

Se al termine di un'eruzione il condotto centrale resta vuoto, il cratere si presenta come una profonda cavità. In alcuni casi, l'ultimo magma solidifica all'interno del cratere e del condotto, formando una specie di tappo.

La risalita di nuovo magma lungo il condotto centrale può diventare difficile in vulcano molto alto o con il condotto occupato da magma solidificato. Il magma si accumula e preme contro le pareti del vulcano fino a fratturarle. Le fratture costituiscono la via di uscita sui fianchi o alla base del cono, dove si formano bocche eruttive o crateri laterali, detti con parassiti.

I vulcani possono avere dimensioni e forme molto diverse, strettamente collegate al tipo di attività eruttiva. Le eruzioni effusive tendono ad accrescere un vulcano accumulando colate di lava, le eruzioni esplosive possono invece rimuoverne intere parti.

VULCANI A SCUDO

I vulcani a scudo si formano da eruzioni effusive con colate di lava molto fluida; hanno in pianta una forma allargata e fianchi poco inclinati (in generale fra 2° e 10°, raramente più di 15°).

Il nome deriva dal fatto che i vulcani a scudo sono grossolanamente rotondi, presentano spesso un piccolo cono al centro e con laterali che li fanno somigliare a scudi borchiate di antichi guerrieri.

Le dimensioni di un vulcano a scudo possono variare di molto e la struttura tende a ingrandirsi e a cambiare forma per l'accumulo di lave emesse alla sommità o lungo i fianchi.

Alcuni piccoli vulcani a scudo sono formati da una sola eruzione, ma anche quelli grandi possono derivare da una sola eruzione molto prolungata nel tempo. I vulcani a scudo più estesi si formano per la sovrapposizione di incessanti colate di lave basaltiche.

STRATO-VULCANI

Quando un vulcano è formato dalla sovrapposizione di prodotti eruttati sia da eruzioni esplosive che da eruzioni effusive, viene chiamato strato-vulcano (o vulcano composito).

I fianchi di questi vulcani hanno pendii molto ripidi e non è raro individuare i resti di precedenti crateri parzialmente distrutti dalle fasi esplosive più intense. Le dimensioni sono spesso rilevanti, ma inferiori a quelle dei vulcani a scudo.

In Italia i migliori esempi sono rappresentati dall'Etna (3.210 m s.l.m. e una base di 40 km) e dal Vesuvio, mentre tra i più grandi del mondo vi è il Fujiyama, in Giappone, alto 3.700 m s.l.m. e con un diametro basale di 30 km. Di dimensioni più o meno simili sono i vulcani Shasta e Rainier nella catena Cascade negli Stati Uniti e Popocatépetl e Orizaba in Messico.

Gli strato-vulcani si accrescono per la sovrapposizione di prodotti emessi prevalentemente da un cratere centrale, anche se i loro fianchi sono spesso segnati da conetti eruttivi laterali.

I coni laterali sono considerati indicatori di una lunga attività. Infatti, man mano che il vulcano si accresce, diventa sempre più difficile per il magma giungere allo sbocco sommitale e la pressione nel tratto inferiore del condotto diventa così alta da fratturare il cono e iniettare il magma lateralmente.

La posizione dei coni laterali e il loro progressivo spostamento indicano l'andamento delle fratture che si sono prodotte nel cono principale.

Quando le eruzioni avvengono da un condotto centrale, la forma dei vulcani compositi è molto vicina a quella di un cono. Se il condotto è costituito da una fessura come, ad esempio, il vulcano Hekla in Islanda, o se il punto di emissione si sposta lungo una frattura, il vulcano assume una forma allungata. Se il condotto principale si sposta con il tempo in maniera irregolare, anche la forma del vulcano diventa irregolare, come nel caso dell'Etna.

L'alternarsi di eruzioni effusive e esplosive su uno stesso vulcano, talvolta senza determinanti variazioni nella composizione del magma come nel caso del Vesuvio, è probabilmente favorito dalla chiusura del condotto principale per l'accumulo di magma viscoso.

La pressione del magma e del gas sotto un condotto ostruito può crescere fino a provocare un'eruzione esplosiva. Le fasi esplosive tendono a distruggere la parte sommitale del vulcano e ad allargare il condotto, ripristinando le condizioni favorevoli per una successiva attività di tipo effusivo.

DUOMI VULCANICI

Quando durante un'eruzione viene emessa una lava tanto viscosa da non riuscire a scorrere, questa si accumula vicino alla bocca eruttiva e forma dei rilievi a cupola detti duomi lavici.

Alcuni duomi sono formati dalla spinta verso l'esterno di lava parzialmente o completamente solidificata nel condotto. Queste forme vulcaniche (dette spine o pitoni) spesso crollano dopo poco tempo frantumandosi.

Più spesso i duomi si formano per vere e proprie eruzioni di lava viscosa da un cratere o da una fessura. Le colate sono in genere di limitato volume e si accumulano una sull'altra, mantenendo una via di uscita sommitale o fratturando gli strati in via di solidificazione in più punti.

La formazione di un duomo rappresenta spesso la fase finale di un'eruzione, durante la quale sono emessi magmi sempre più acidi e viscosi. Molti duomi si formano all'interno di crateri svuotati da precedenti eruzioni.

VULCANI MONOGENICI

I vulcani monogenici sono strutture di piccole dimensioni che si formano da un'unica eruzione. Possono avere forme diverse che dipendono dal grado di esplosività dell'eruzione.

Si chiamano coni di scorie gli apparati costituiti prevalentemente da scorie vulcaniche, con fianchi molto ripidi, oltre 30°, che tendono ad appiattirsi in tempi brevi, essendo formati da materiale incoerente. I franamenti si verificano anche nel corso dell'eruzione e le scorie più grossolane possono rotolare dai fianchi, sia all'esterno che dentro il cratere.

L'altezza dei coni di scorie può variare da 30 a 300 m. La forma in pianta è quasi circolare o asimmetrica se il centro eruttivo si sposta lungo una frattura.

Questi vulcani si formano nel corso di eruzioni moderatamente esplosive, come le stromboliane e le fasi a fontane di lava delle hawaiane. Le eruzioni durano da pochi giorni a pochi anni. Nei casi in cui si sono visti formare dei coni di scorie, il 95% si sono costruiti in meno di un anno e, di questi, il 50% in meno di 30 giorni.

Il cono è formato da strati di piroclasti con dimensioni molto diverse, che vanno dalle bombe alla cenere. La stratificazione del cono può consistere anche in un'alternanza di livelli di piroclasti sciolti e strati simili a lava, formati dall'agglutinazione di bombe ancora molto calde.

L'accumulo di materiale caldo può formare coni di scorie saldate (detti spatter) o dare origine a brevi flussi di lava. Questo avviene più facilmente nelle fasi finali dell'eruzione, quando il contenuto in gas va diminuendo e i lanci diventano sempre più brevi.

I coni di scorie si trovano spesso come forme isolate in vasti campi vulcanici basaltici. A volte possono formare coni parassiti di strato-vulcani o riempire l'interno di altre strutture, come i maar o gli anelli di tufo.

I coni di tufo sono strutture vulcaniche formate prevalentemente da cenere consolidata, con fianchi inclinati oltre i 25°, con un rapporto fra altezza e diametro dell'ordine di 1/10.

I coni di tufo sono meno frequenti dei coni di scorie, anche se spesso si trovano insieme nei grandi campi vulcanici basaltici. Le piccole dimensioni dei piroclasti derivano dall'intensa frammentazione di un magma basaltico per il contatto con acqua di bassa profondità, marina o lacustre.

In Oregon (USA), ad esempio, i coni di tufo si trovano in una zona occupata in precedenza da un lago, mentre i coni di scorie sono all'esterno di questo bacino. Un'altra zona in cui sono frequenti questi vulcani è vicino alle coste di isole oceaniche dove possono anche costruire isolotti in mare.

I coni di cenere sono vulcani con le stesse caratteristiche dei coni di tufo, ma costituiti prevalentemente da ceneri non consolidate.

L'anello di tufo è costituito da ceneri consolidate, ha fianchi poco inclinati (pendenza inferiore a 10-12°) e rapporto fra altezza e diametro compreso fra 1/10 e 1/30. La sua formazione è collegata a eruzioni in cui il magma interagisce con acqua di falda.

Gli anelli di cenere sono costituiti da materiale fine non consolidato. Sono simili ai coni di cenere, ma presentano un diametro molto più ampio rispetto all'altezza dei fianchi.

I **maar** sono un tipo di anello di tufo con la caratteristica di avere il fondo del cratere al di sotto del piano campagna e una forma rotondeggiante, notevolmente più ampia che profonda.

Il diametro varia da meno di 100 metri ad un massimo di 1500 metri. L'anello di tufo è basso e con fianchi poco ripidi, intorno a 4° e spesso, in sezione, risulta asimmetrico per una maggiore caduta di prodotti nel lato sottovento.

In Germania, dove queste strutture vulcaniche sono caratteristiche e quasi esclusive, con il termine Maar si indicano numerosi laghi formati all'interno di crateri nel distretto di Eifel. Altre zone di maar sono presenti in Australia e Nuova Zelanda.

I maar si formano durante eruzioni esplosive scatenate dal contatto tra magma e acqua esterna. Molti di questi vulcani si trovano infatti in regioni pianeggianti che rappresentano il bacino di raccolta per le acque delle zone circostanti.

Le eruzioni che formano i maar si svolgono attraverso una serie di esplosioni e da ogni esplosione si sedimenta uno strato sottile di piroclasti. I bordi di molti maar sono formati dalla sovrapposizione di strati alti qualche centimetro o poco di più, spesso deformati da blocchi balistici. La dimensione dei piroclasti è molto varia, ma predominano i lapilli e le ceneri, nella maggior parte dei casi di tipo basaltico.

CAMPI VULCANICI

I campi vulcanici sono vaste zone punteggiate da centinaia di vulcani monogenici, di varia forma e composizione chimica, insieme a vulcani più grossi, compositi e a scudo.

La loro formazione avviene in un arco di tempo molto lungo (milioni di anni), con periodi di riposo di migliaia o decine di migliaia di anni. Ad esempio, nel vasto campo vulcanico Newer Volcanics in Australia, i vulcani più antichi hanno circa 5 milioni di anni e quelli più giovani tra 4000 e 6000 anni.

Fra i più famosi campi vulcanici vi sono quelli del Messico (Mexican Volcanic Belt) e, in particolare, quello situato nello stato di Michoacan dove, nel 1943, il vulcano Paricutin fu visto nascere in un campo di grano. Il Paricutin in pochi giorni superò i 150 m di altezza e, dopo un anno, raggiunse 325 m, restando attivo fino al 1952.

Il campo vulcanico Michoacan-Guanajuato contiene, in un'area di 40.000 km², oltre 1000 centri vulcanici di età quaternaria, di cui circa il 90% sono coni di scorie.

In generale, i coni di scorie e i coni formati da lave sono attivi per brevi periodi di tempo, da pochi mesi a una ventina d'anni, e raramente tornano in attività. I vulcani a scudo o quelli compositi hanno un condotto centrale, o di un sistema di alimentazione più complesso, attraverso il quale le eruzioni si ripetono per tempi più lunghi.

Spesso i coni di scorie e i coni di lava si trovano vicini a un ampio vulcano a condotto centrale oppure formano gruppi insieme ad altre strutture monogeniche come anelli di tufo, maars e piccoli vulcani a scudo.

Un'altra parte della catena vulcanica messicana, rappresentata dalla Sierra di Chichinàutzin, contiene centinaia di vulcani monogenici, prevalentemente coni di scorie e coni di blocchi di lava, formati nel tardo Quaternario. Nelle altre zone della catena vulcanica messicana predominano i vulcani compositi.

Campi vulcanici di dimensioni più ridotte si formano all'interno o nelle vicinanze delle depressioni vulcaniche chiamate caldere.

CALDERA

Quando viene eruttata una grande quantità di magma in breve tempo, il serbatoio nel quale il magma era accumulato prima dell'eruzione si trova in parte svuotato e le rocce che vi stanno intorno possono fratturarsi e crollarvi dentro.

Le eruzioni in cui il magma viene emesso rapidamente e in grandi quantità sono quelle esplosive pliniane e ultra-pliniane e il crollo delle rocce in profondità è più probabile dopo questo tipo di eruzioni. Se invece, come avviene in molte eruzioni effusive, il volume totale di magma è abbondante, ma il tasso di emissione non troppo elevato, le rocce incassanti possono riaggiustarsi con gradualità.

Lo sprofondamento delle rocce all'interno della camera magmatica può propagarsi verso l'alto, fino a formare in superficie estese depressioni che prendono il nome di caldere.

Il termine caldera definisce grandi depressioni vulcaniche, di forma più o meno circolare, i cui diametri sono più grandi di quelli di un condotto, qualunque sia la ripidità delle pareti o la forma del pavimento.

Le rocce possono fratturarsi e cadere a pezzi all'interno della caldera (collasso caotico) oppure possono abbassarsi come un solo blocco, scivolando lungo fratture più o meno circolari che delimitano la struttura collassata (collasso a pistone).

Alcune caldere hanno un sollevamento a forma di cupola nella parte centrale e sono chiamate caldere risorgenti. Il rigonfiamento è provocato da duomi lavici che si formano appena sotto la superficie (cripto-duomi) per la risalita di nuovo magma.

Il sollevamento può evolvere e arrivare a una o più fasi eruttive, seguite da un ulteriore collasso. L'esempio tipico di questo particolare tipo di caldera è rappresentato dalla caldera di Valles, negli Stati Uniti.

I tempi che intercorrono fra i vari episodi di collasso sono dell'ordine di alcune centinaia di migliaia di anni. La caldera di Yellowstone, ad esempio, ha dato luogo a tre grosse eruzioni, e conseguenti assestamenti, intorno a 2, 1.3 e 0.6 milioni di anni fa.

Le caldere risorgenti sono in genere interessate da attività vulcanica localizzata lungo le fratture ad anello che delimitano l'area ribassata oppure nella zona deformata dal rigonfiamento.

Un altro tipo di caldera è quello detto da frana. Numerosi strato-vulcani hanno i fianchi incisi da profonde depressioni a forma di anfiteatro, aperte all'estremità inferiore. Alla base del vulcano, in corrispondenza dell'apertura, si ritrovano depositi vulcanoclastici con struttura e morfologia caratteristiche.

Queste depressioni si formano per il franamento di parte del vulcano, non sempre provocato o accompagnato da eruzioni. In ogni caso, la rimozione di parte dell'apparato vulcanico può avere grosse ripercussioni sulla sua attività successiva.

VULCANI ITALIANI

I vulcani italiani attivi sono quelli siciliani (Isole Eolie, Etna e Canale di Sicilia) e quelli campani (Vesuvio, Campi Flegrei e Ischia). I termini per stabilire se un vulcano inattivo deve essere considerato definitivamente spento o meno non sono molto precisi essendo i tempi di un vulcano, e in generale i tempi geologici, troppo lunghi per l'osservazione umana. Ritenerne che un vulcano non tornerà in attività richiede una certa cautela, dal momento che si conoscono vulcani i cui periodi di riposo si sono protratti per molte centinaia di anni.

Le **ISOLE EOLIE** costituiscono un arco vulcanico la cui formazione è strettamente legata al contatto tra le placche europea e nord-africana e alla subduzione di quest'ultima. I vulcani considerati attivi sono **Lipari, Stromboli e Vulcano**.

Lipari, la più grande, ha avuto l'ultima eruzione in epoca romana, intorno a 1200 anni fa. La fase di attività più recente si è sviluppata contemporaneamente in due centri eruttivi detti Forgia Vecchia e Rocche Rosse. Il periodo di riposo che ha preceduto questa fase si è protratto per circa 3500 anni.

I cicli dell'attività recente cominciano con una grande esplosione che apre la strada alla risalita di magma. I prodotti di questa fase consistono in frammenti dell'apparato vulcanico e pezzi di lava delle eruzioni precedenti. Durante la fase esplosiva che segue l'apertura del cratere, vengono eruttate pomice e altri prodotti piroclastici. Il ciclo si chiude con l'emissione di limitati volumi lave molto viscosi. I magmi eruttati a Lipari sono molto ricchi in silice e la loro viscosità al momento dell'emissione delle lave doveva essere talmente alta da impedire la formazione di cristalli. Si sono formate in questo modo le colate di ossidiana, una roccia vulcanica vetrosa, nera e compatta, la cui importanza ha segnato la fortuna di molte popolazioni preistoriche che la utilizzavano per costruire una gran quantità di utensili e armi.

Stromboli è uno strato-vulcano con attività persistente (esplosioni stromboliche) del quale sono visibili solo i 900 metri che affiorano dal mare, mentre circa altri 1000 metri si trovano sott'acqua.

Le esplosioni sono di bassa energia e emettono brandelli di magma che in parte ricadono all'esterno del cratere nel punto dove questo è più basso, e scivolano lungo un dirupo chiamato la Sciara del Fuoco. Lo Stromboli è ininterrottamente attivo da oltre 2000 anni. La sua attività viene suddivisa in

7 cicli, che corrispondono a emissioni di magmi con caratteristiche diverse. Nel corso del ciclo detto del Vancori si è costruita l'attuale cima, al cui interno si è impostata l'attività recente.

Il cratere attuale, detto La Fossa, contiene cinque bocche dalle quali avvengono esplosioni, emissioni gassose e saltuari efflussi di lave che scendono lungo la Sciara di Fuoco verso il mare.

L'isola di **Vulcano** è attualmente interessata solo da emissioni di gas. L'attività più antica che ha portato alla formazione dell'isola è culminata con una grossa eruzione esplosiva e la formazione di una caldera al cui interno si è costruito il cono più recente, La Fossa, alto 380 metri. La formazione di Vulcanello è iniziata intorno al secondo secolo a.C. e l'isolotto si è collegato a Vulcano intorno al 1550. L'ultima fase eruttiva è avvenuta al cratere La Fossa tra il 1888 e il 1890. Forti esplosioni hanno lanciato in aria scorie, ceneri e pezzi del cono vulcanico anche di diverse tonnellate. Il nuovo magma è stato eruttato sotto forma di bombe che si sono raffreddate al suolo formando una superficie screpolata (bombe a crosta di pane).

L'ETNA è un vulcano di grandi dimensioni, quasi continuamente attivo con emissioni di lave sia dal cratere centrale che da numerose fratture lungo i fianchi.

I **CAMPI FLEGREI** sono un campo vulcanico impostato in zona calderica. La caldera flegrea si trova a Nord-Ovest di Napoli e costituisce un sistema complesso, privo di un apparato centrale per l'assenza di un'unica via di risalita del magma. L'attività vulcanica inizia nell'area intorno a 150.000 anni fa e dopo 12.000 anni fa l'area collassò, formando la caldera. L'attività post-calderica ha formato numerosi coni isolati come il Gauro, Astroni e Monte Spina, i crateri del Senga, della Solfatara, di Averno e il duomo di Monte Olibano.

L'ultima eruzione è avvenuta nel settembre del 1538. In pochi giorni si formò una montagnola alta circa 130 m che venne chiamata **Monte Nuovo**.

Il complesso vulcanico **SOMMA-VESUVIO** è formato da un apparato antico in parte demolito, il Somma, all'interno del quale si è costruito uno strato-vulcano più recente, il Vesuvio.

I prodotti più antichi di questo vulcano sono posteriori a 34.000 anni fa. (le cosiddette pomice di base si trovano sotto le lave del Somma e indicano il forte evento esplosivo che ha portato alla formazione dell'attuale complesso vulcanico su cui ha iniziato a svilupparsi il cratere del Vesuvio).

Le eruzioni del Vesuvio sono state sia di tipo esplosivo che effusivo. La più famosa è quella esplosiva che nel 79 d.C. distrusse Ercolano e Pompei.

Dalla fine del 1600 fino al 1944 il Vesuvio ha avuto cicli di attività intervallati da riposi durati al massimo sette anni. L'eruzione del 1944 è stata un'eruzione di tipo prevalentemente effusivo, non molto diversa da altre che l'hanno preceduta, ma è seguita da una stasi più lunga che perdura a tutt'oggi.

L'attività più antica dell'isola di **ISCHIA**, datata in superficie nei prodotti che affiorano nella zona Sud-orientale dell'isola, è avvenuta intorno a 150.000 anni fa e sembra appartenere ad un complesso vulcanico originariamente più ampio dell'isola attuale. Successivamente, si susseguono eruzioni di duomi e colate di lava come quelle del Castello d'Ischia, Monte di Vezi, Punta Imperatore e Monte Vico. Intorno a 55.000 anni fa avviene una grossa eruzione esplosiva i cui prodotti, il cosiddetto Tufo Verde, costituiscono l'attuale ossatura dell'isola. I prodotti del **Tufo Verde** vengono poi sommersi dal mare e in parte ricoperti da sedimenti marini. La fase successiva consiste in un forte sollevamento della parte centrale dell'isola, con la formazione dell'attuale monte Epomeo.

Poco prima o poco dopo questo sollevamento, si colloca l'eruzione dei Tufi di Citara. L'attività prosegue con la formazione di una serie di centri eruttivi prevalentemente nell'area Sud-occidentale. L'ultima fase di attività che si concentra invece nel settore orientale di Ischia, nel cosiddetto graben d'Ischia, dove si formano una serie di crateri, duomi e colate di lava fra le quali Monte Rotaro, il Montagnone, il Porto d'Ischia, ecc. A questa fase appartiene pure la colata di Zaro che si trova invece nella parte Nord-occidentale. L'ultima eruzione è avvenuta nel 1302 con l'emissione della colata dell'Arso.

La **palagonite**, termine coniato dal barone Wolfgang Sartorius von Waltershausen, è una roccia derivante dall'idratazione del sideromelano, ialoclastite, è considerato un deposito vulcanico secondario.

Il **sideromelano** non è altro che un vetro di composizione basaltica che si origina in eruzioni subacquee, sub-glaciali, quindi a contatto con acqua. L'interazione magma-acqua genera delle **ialoclastiti** (depositi di lava frantumata in seguito al contatto con l'acqua e conseguente immediato raffreddamento e frantumazione). Waltershausen ne ha coniato il termine nel 1845, per descrivere la massa di fondo scura dei tufi presenti nell'aria di Palagonia, (Val di Noto Sicilia).

MARSILI

Il Marsili è un vulcano sottomarino localizzato nel Tirreno meridionale e appartenente all'arco insulare Eoliano. Si trova a circa 140 km a nord della Sicilia e a circa 150 km ad ovest della Calabria. Con i suoi 70 km di lunghezza e 30 km di larghezza (pari a 2100 chilometri quadrati di superficie) il Marsili rappresenta uno dei vulcani più estesi d'Europa. Il monte si eleva per circa 3.000 m dal fondo marino, raggiungendo con la sommità la quota di circa 450 metri al di sotto della superficie del mare.

È stato indicato come potenzialmente pericoloso, perché potrebbe innescare un maremoto che interesserebbe le coste tirreniche meridionali.

Nel settembre 2016, in concomitanza con le numerose attività telluriche in Appennino centrale, il vulcano ha originato un sisma di magnitudo 3.2, con ipocentro a circa 4 km di profondità.

Scoperto negli anni venti del XX secolo e battezzato in onore dello scienziato italiano Luigi Ferdinando Marsili, questo vulcano sottomarino è stato studiato a partire dal 2005 nell'ambito di progetti strategici del CNR per mezzo di un sistema multibeam e di reti integrate di monitoraggio per osservazioni oceaniche.

L'area batiale costituita dal bacino del Marsili è caratterizzata da un **basamento a crosta oceanica** (o pseudooceanica) con uno spessore crostale ridotto a soli 10 km, analogo a quello dell'area batiale dell'adiacente bacino del Vavilov, sito a occidente del Marsili. La presenza di una crosta sottile è tipica del **vulcanismo di retro-arco**, dove predominano le rocce tholeiitiche.

I bacini di Marsili e Vavilov sono divisi da una soglia batimetrica con direzione Nord-Sud e spessore crostale di 15 km, quindi più elevato. Il bacino del Marsili è il settore oceanizzato più recente (2 Ma) del bacino di retro-arco del Mar Tirreno, ancora immaturo, e il monte sottomarino

Marsili, che ne occupa la parte assiale, costituisce l'unico elemento significativo, dal punto di vista topografico, della piana abissale. Secondo l'interpretazione di Marani, il vulcano sottomarino Marsili è un centro di espansione dilatato del bacino Marsili. Nel bacino del Marsili, ma anche del Vavilov, a circa 80 metri di profondità sono stati trovati grandi giacimenti di depositi di rame, ferro, piombo, zinco e manganese.

I fenomeni vulcanici sul monte Marsili sono tuttora attivi e sui fianchi si stanno sviluppando numerosi apparati vulcanici satellitari. I magmi del Marsili sono simili per composizione a quelli rilevati nell'arco Eoliano (BASALTICO INTERMEDIO) la cui attività vulcanica è attribuita alla subduzione di antica crosta Tetidea (subduzione Ionica). Si stima che l'età d'inizio dell'attività vulcanica del Marsili sia inferiore a 200.000 anni. Sono state inoltre rilevate tracce di collassi di materiale dai fianchi di alcuni dei vulcani sottomarini i quali potrebbero aver causato maremoti nelle regioni costiere tirreniche dell'Italia Meridionale.

Assieme al Magnaghi, al Vavilov e al Palinuro, il Marsili è inserito fra i vulcani sottomarini pericolosi del Mar Tirreno. Mostra, come già avvenuto per il Vavilov, il rischio di un esteso collasso in un unico evento di un crinale del monte. Inoltre, rilievi idrogeologici fatti in acque profonde indicano l'attività geotermica del Marsili insieme a quella di: Enareta, Eolo, Sisifo, la Secca del Capo e altre fonti idrotermali profonde del Tirreno meridionale.

Nel febbraio 2010 la nave oceanografica Urania, del CNR, ha iniziato una campagna di studi sul vulcano sommerso. Sono stati rilevati rischi di crolli potenzialmente pericolosi che testimoniano una notevole instabilità.

Il Marsili è interessato da un'attività idrotermale e da una attività sismica legata ad eventi di fratturazione superficiale e a degassamento. Ha una zona centrale più "leggera" rispetto a quella di altri vulcani, come per esempio l'Etna; questa zona è più leggera perché interessata da fratture e circolazione di fluidi idrotermali. Le due eruzioni più recenti hanno età di circa 5.000 e 3.000 anni fa, sono stati eventi a basso indice di esplosività, e sono avvenute nel settore centrale dell'edificio a circa 850 m di profondità da coni di scorie con raggio minore di 400 metri.

In caso di eruzione sottomarina a profondità di 500-1.000 metri sul Marsili, l'unico segno in superficie sarebbe l'acqua che bolle legata al degassamento e galleggiamento di materiale vulcanico (pomici) che rimarrebbe in sospensione per alcune settimane (come accadde per l'eruzione del 10 ottobre 2011 al largo dell'isola di El Hierro alle Canarie). Il rischio associato a possibili eruzioni sottomarine è quindi estremamente basso, e un'eruzione a profondità maggiore di 500 metri comporterebbe probabilmente soltanto una deviazione temporanea delle rotte navali.

Una cosa che ancora non conosciamo sono i tempi di ritorno delle eruzioni del Marsili perché tali stime si basano su calcoli statistici su un gran numero di datazioni. Purtroppo per il Marsili ci sono solo 4 datazioni disponibili. In altre parole, è come se noi del Vesuvio conoscessimo solo le eruzioni del 1631 e del 1944 e dicessimo che i tempi di ritorno sono di 400 anni, mentre, in realtà, l'attività del Vesuvio tra queste due date è stata pressoché continua.

In termini di pericolosità legata alle eruzioni sottomarine, ai collassi laterali, e a possibili tsunami associati, i dati a nostra disposizione non consentono di fornire stime quantitative, ma alcune considerazioni preliminari possono essere fatte. Il collasso laterale di vulcani sottomarini è un

fenomeno conosciuto da tempo e, qualora si verifici, non è detto che produca tsunami. Questi ultimi sono generalmente associati a terremoti e/o frane di isole vulcaniche o di settori della scarpata continentale. Per la valutazione dei collassi laterali dei vulcani sottomarini e della pericolosità di tali eventi è assolutamente prioritario (a) effettuare una stima della stabilità dei versanti del vulcano, (b) valutare il volume di roccia potenzialmente coinvolto, (c) conoscerne le modalità di movimento lungo il pendio e, una volta noti tutti i parametri, (d) verificare se il volume di roccia e la dinamica della frana sottomarina sono compatibili con l'innescò di uno tsunami.

Nel record storico e geologico degli tsunami che hanno interessato le coste tirreniche non vi sono evidenze di onde anomale ricollegabili a collassi laterali del Marsili. Non è però detto che nel futuro questi non si possano verificare, e quindi una valutazione della stabilità del Marsili deve essere fatta raccogliendo più dati, così come più dati sono necessari relativamente all'attività sismica e deformativa del vulcano sommerso. Tale valutazione è, in termini di stima della pericolosità potenziale da tsunami, scientificamente importante e socialmente doverosa.