

Le gallerie laviche del Monte Etna: le grotte dell'eruzione del 1669 nel territorio di Belpasso (Sicilia)

Lava tubes of Mount Etna: 1669 eruption caves of Belpasso (Sicily)

MAMMINO P. (*), SANTONOCITO F. (*)

RIASSUNTO - L'Etna è un vulcano il cui edificio si è sviluppato in Sicilia orientale, a partire da 500 ka, sul fronte della Catena Maghrebide, al letto della Scarpata di Malta (MONACO *et alii*, 1997). L'attività vulcanica effusiva è prevalentemente costituita da colate laviche del tipo aa (termine hawaiano utilizzato per indicare le lave basaltiche che si presentano con una superficie formata da blocchi di lava con spigoli vivi e con dimensioni fino al metro), con rare manifestazioni eruttive di tipo pahoehoe (termine hawaiano utilizzato per indicare le lave basaltiche molto fluide che si presentano con una superficie liscia, con strutture a corde più o meno regolari). Nei campi lavici di entrambe le tipologie si sviluppano gallerie laviche che si generano nel corso delle eruzioni in seguito alla solidificazione della porzione esterna del flusso lavico. Ad eruzione conclusa, le gallerie si trasformano in grotte vulcaniche solo se avviene il drenaggio della lava al loro interno.

L'escursione proposta prevede la visita di tre grotte vulcaniche nel territorio di Belpasso (basso versante sudoccidentale dell'Etna) che si sono originate durante l'eruzione del 1669. Le prime due grotte sono visitabili esclusivamente dall'esterno, mentre la terza grotta, costituita da due rami collegati da una camera comune, è percorribile con l'ausilio di caschi ed illuminazioni portatili.

PAROLE CHIAVE: Sicilia, Monte Etna, Colata lavica, Canale di lava, Galleria lavica, Speleotema

ABSTRACT - Etna volcano, whose building dates back 500 Ky ago, is located in the eastern part of Sicily, at the front of the Maghrebic thrust belt, on the footwall of the Malta Escarpment (MONACO *et alii*, 1997). Volcanic activity is mainly represented by aa lava flows, with rare eruptions of pahoehoe type. Underneath the lava fields of both types, the lava tubes are generated as a result of solidification of the outer portion of the lava flow in the course of eruptions. At the end of the

eruption, lava tubes change into volcanic caves only if there is a drainage of lava inside them.

This excursion includes a visit of three volcanic caves in the territory of Belpasso (low south-western slope of Mt Etna) that have been created during the 1669 eruption. The first two caves can be visited only from the outside, while the third one, formed by two branches connected by a common chamber, is passable only with special gear: helmets and portable lighting.

KEY WORDS: Sicily Italy, Mount Etna, Lava flows, Lava channels, Lava tubes, Speleothems

1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Con una estensione di 47 km da nord a sud e 38 km da est a ovest, il Monte Etna ricopre una superficie di circa 1200 km² per un perimetro di circa 135 km (PATANÈ *et alii*, 2004). La sua altezza varia in funzione della sua attività eruttiva e si attesta attualmente a 3330 m.

L'edificio vulcanico etneo si è sviluppato sul fronte della catena maghrebide al limite tra il dominio ionico e il dominio catena-avampaese (fig. 1). L'Etna giace al letto della Scarpata di Malta, il sistema di faglie che separa il Bacino ionico, caratterizzato da crosta assottigliata comprendente sedimenti post giurassici, dal Blocco Pelagiano e dal Plateau Ibleo, caratterizzati da una successione carbonatica mesozoico-neogenica su crosta continentale (MONACO *et alii*, 1997).

(*) Geo Etna Explorer - Escursioni sull'Etna, Via Genova 49, 95127 Catania (Italia)

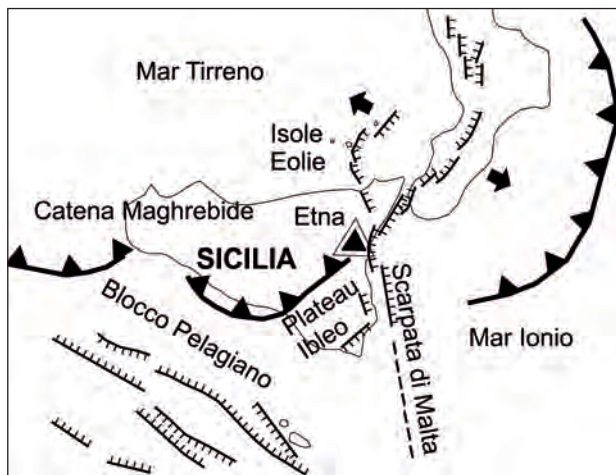


Fig. 1 - Area del Mediterraneo centrale e ubicazione del M. Etna; le frecce indicano la direzione di estensione regionale media, le linee con i trattini le principali faglie normali quaternarie, le linee con i triangoli il fronte del sistema a thrust Siculo-Maghrebide (da MONACO *et alii*, 2010 modificato). - Central Mediterranean area and location of Mt. Etna; large arrows indicate mean, regional extension direction; lines with barbs correspond to main Quaternary normal faults, lines with triangles indicate the front of the Siculo-Maghrebian thrust system (from MONACO *et alii*, 2010 modified).

Diverse sono state le interpretazioni relativamente alla presenza del vulcanismo etneo nel contesto geodinamico della Sicilia orientale. Le più recenti indicano che l'origine dell'Etna sia dovuta ad un hot spot (PATANÈ *et alii*, 2004), od a processi estensionali correlati a rifting attivo (MONACO *et alii*, 1995).

I più antichi prodotti vulcanici dell'Etna (500-200 ka) sono rappresentati da colate laviche, lave a cuscino, ialoclastiti e corpi subvulcanici, con composizione tholeiitica (ROMANO, 1982), relativi all'attività fissurale del periodo che precede la formazione dei primi centri alcalini etnei (fig. 2). Le tholeiiti più antiche ($496,1 \pm 43,5$ ka, GILLOT *et alii*, 1994) sono costituite da lave a cuscino e ialoclastiti, derivanti da eruzioni sottomarine sia nel corpo d'acqua sia all'interno di masse sedimentarie non diagenizzate, affioranti lungo la costa di Acicastello-Acitrezza (membro Acì Castello della fm Acì Trezza, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2009a), e dal corpo subvulcanico delle isole dei Ciclopi (membro Isole Ciclopi della fm Acì Trezza, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2009a), intruso nelle argille marnose del Pleistocene inferiore – medio (CRISTOFOLINI *et alii*, 1999).

Le vulcaniti delle Timpe (200-100 ka, BRANCA *et alii*, 2004) sono state emesse da centri isolati (ad esempio Calanna, Paternò, Valverde o da fessure situate lungo il litorale attuale (ad esempio, Timpa di Acireale). La composizione è generalmente da hawaïitica a basaltica.

Le vulcaniti della Valle del Bove (100-60 ka, BRANCA *et alii*, 2004) sono costituite da alternanze di flussi di lava e scorie, livelli di breccie e lapilli af-

fioranti lungo le pareti occidentale e meridionale della Valle del Bove. La composizione di solito è più evoluta rispetto alle attuali vulcaniti, essendo i prodotti mugearitici e benmoeritici (MONACO *et alii*, 2010).

Le vulcaniti dell'Ellittico (60-15 ka) sono costituite da colate laviche e depositi vulcanoclastici relativi alla attività effusiva ed esplosiva del centro eruttivo dell'Ellittico (ROMANO & GUEST, 1979; BRANCA *et alii*, 2009; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2009 b), il cui asse si trova all'interno della caldera omonima (KIEFFER, 1973). Alternanze di spesse colate di lava e livelli di scorie e breccie affiorano lungo le pareti occidentali e settentrionali della Valle del Bove. La composizione è variabile da hawaïitica a mugearitico-benmoreitica.

I prodotti vulcanici più recenti e ampiamente affioranti del Monte Etna sono rappresentati da colate di lava e depositi vulcanoclastici relativi al-

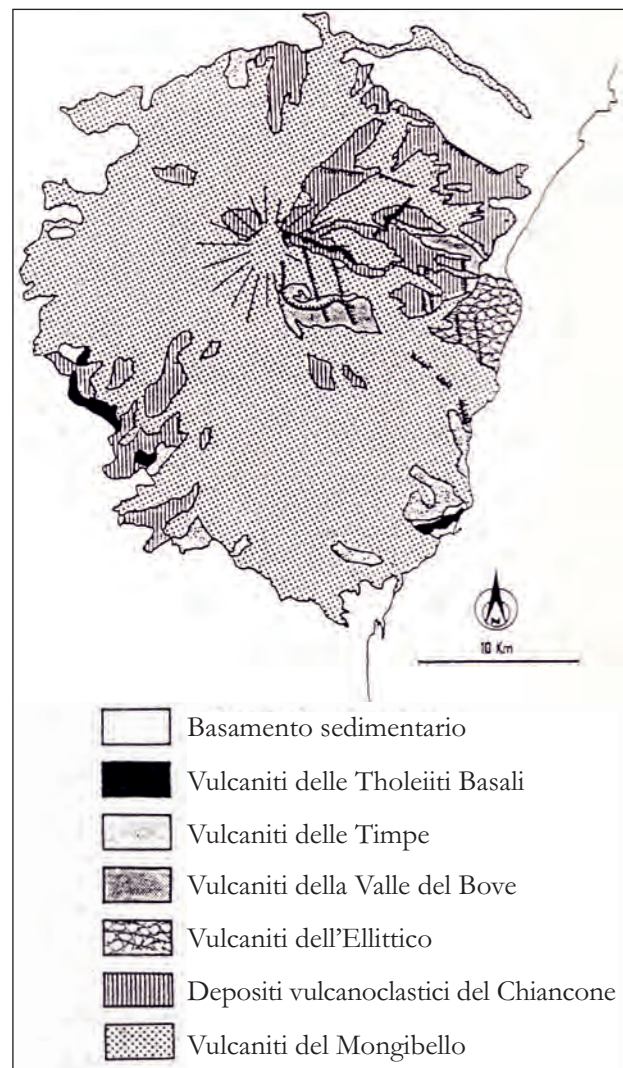


Fig. 2 - Schema geologico semplificato del Monte Etna (da CRISTOFOLINI *et alii*, modificato).

- Simplified geological map of Etna Mt. (from CRISTOFOLINI *et alii*, 1991 modified).

L'attività effusiva ed esplosiva dei crateri sommitali e/o laterali del centro eruttivo del Mongibello (15-0 ka; CHESTER *et alii*, 1985; BRANCA *et alii*, 2009). Tale struttura è cresciuta subito dopo il crollo del centro vulcanico dell'Ellittico, all'interno della caldera precedente, colmandola (FAVALLI *et alii*, 1999). La composizione è variabile, da hawaïitica a mugearitica (CRISTOFOLINI *et alii*, 1991).

L'edificio del Mongibello è profondamente inciso sul fianco orientale dalla immensa depressione della Valle del Bove (CALVARI *et alii*, 1998). L'origine di questa depressione è da ricondurre alla formazione di caldere a seguito di episodi altamente esplosivi, scivolamento ed accumulo verso valle di materiale vulcanico (CRISTOFOLINI *et alii*, 1999). I depositi detritici vulcano clastici prendono il nome di Chiancone ed affiorano estesamente nella zona di Giarre e Riposto.

L'attività del Mongibello consiste in due tipi di attività (PATANÈ *et alii*, 2004):

1 - manifestazioni eruttive sommitali persistenti o parossistiche con emissioni esplosive e rare effusioni di colate;

2 - apertura di bocche periferiche o avventizie che possono aprirsi sui fianchi del vulcano. In questo caso si assiste all'emissione di prodotti esplosivi, che generano hornitos (forme vulcaniche coniche cave a fianchi molto ripidi da 50° a 80°, senza condotto, costituito dall'accumulo di scorie saldate) o coni di scorie, e di colate laviche. La maggior parte delle colate laviche etnee sono del tipo aa (termine hawaiano utilizzato per indicare le lave basaltiche che si presentano con una superficie formata da blocchi di lava con spigoli vivi e con dimensioni fino al metro), con evidente formazione di canali di lava. Più raramente i campi di lava mostrano superfici regolari del tipo pahoehoe (termine hawaiano utilizzato per indicare le lave basaltiche molto fluide che si presentano con una superficie liscia, con strutture a corde più o meno regolari), con lave a lastroni o a corde. Le gallerie laviche del Monte Etna si formano in tutti e due i tipi di colata.

2. - TUNNEL LAVICI

2.1. - ORIGINE DELLE GALLERIE LAVICHE

Alla base, sulla superficie e ai bordi esterni delle colate laviche, la lava fusa solidifica durante l'eruzione e rallenta la dispersione termica della parte interna. Si genera in tal modo una galleria lavica, detta anche tunnel lavico (SCANDONE & GIACOMELLI, 2004).

Esistono almeno quattro meccanismi di formazione di gallerie laviche nel corso delle eruzioni dell'Etna.

Il meccanismo più frequente è quello che avviene in unità di flusso la cui larghezza risulti generalmente inferiore a cinque metri (CALVARI & PUGLISI, 1999). In questo caso si assiste alla formazione di argini laterali solidi dovuti alla dispersione termica e alla minore velocità del flusso lavico nelle porzioni periferiche laterali. Si genera pertanto un canale entro cui scorre la lava fluida a circa 1000°C. Tali argini possono crescere, diventare più spessi e più alti, fino a convergere, incontrarsi e saldarsi nella parte sommitale (figg. 3a - 3b). Tale fenomeno av-

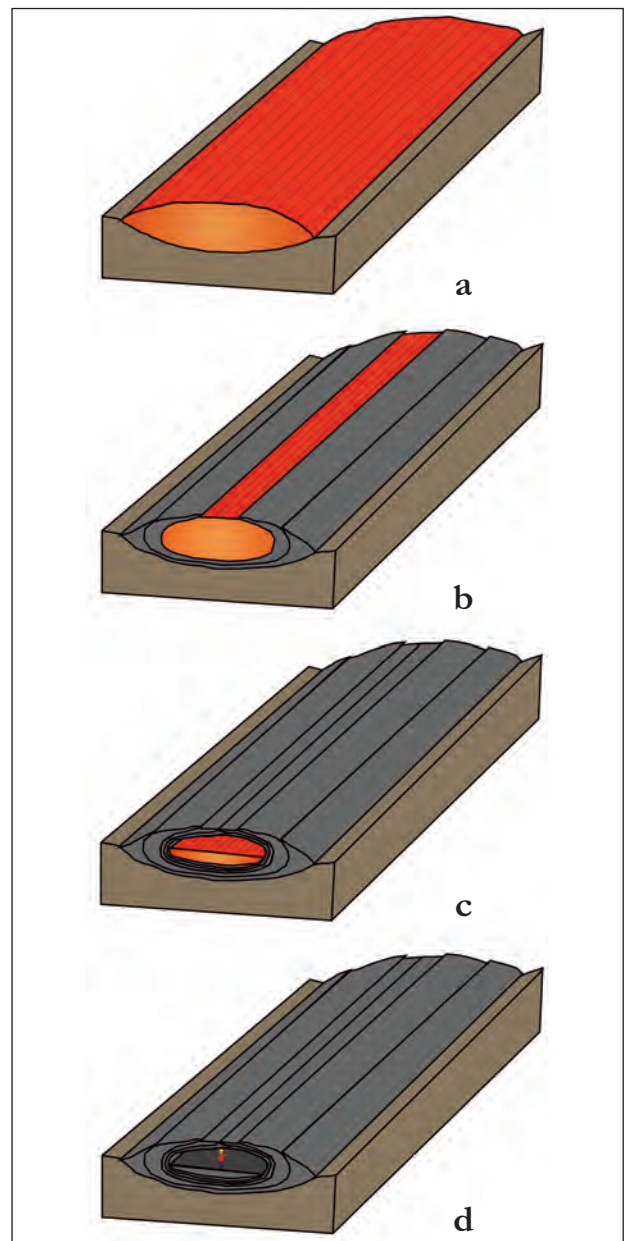


Fig. 2 - Schema di formazione di una galleria lavica (a - unità di flusso di larghezza inferiore a cinque metri; b - formazione di argini laterali solidi che generano un canale di lava; c - saldatura degli argini laterali e drenaggio della lava; d - galleria lavica)

- Diagram of formation of a lava tube (a - flow unit less than five meters wide; b - formation of solid embankments that generate a lava channel; c - soldering of the levees and drainage of lava; d - lava tube).

viene, in linea generale a partire dalla bocca verso il fronte della colata. Si tratta di strutture molto delicate che possono essere distrutte e ricostruite più volte nel corso di una stessa eruzione. Il punto terminale di un tunnel, da cui fuoriesce la lava fluida (fig. 4), costituisce una bocca effimera (GIACOMELLI & SCANDONE, 2007). Talvolta la saldatura dei due argini del canale di lava non è continua, ma possono formarsi diverse aperture di 1 - 5 metri, dette skylight, da cui è possibile osservare, monitorare o campionare la lava all'interno del tunnel (fig. 5).

Se il canale di lava è più ampio di cinque metri il meccanismo di formazione si sviluppa su due fronti. Da una parte si assiste alla formazione degli argini laterali, che però non riescono a incontrarsi per l'eccessiva distanza. La superficie scoriacea del flusso lavico intanto comincia a solidificare dalla parte centrale verso le porzioni laterali. Quando si viene a creare una superficie continua di blocchi solidi, questi vengono saldati dalla lava interstiziale sottostante, mentre il flusso all'interno del tubo continua a scorrere.

Se una colata lavica è arginata lateralmente, una lava molto fluida può generare una sottile pellicola elastica in un primo momento tanto da poter



Fig. 4 - Bocca effimera (Eruzione 1999).
- *Ephemeral vent (1999 eruption).*

eventualmente essere ripiegata per formare una superficie a corde (fig. 6). Se il flusso si stabilizza la crosta può inspessirsi ed irrigidirsi formando pertanto una galleria.

Il quarto meccanismo è stato osservato per la prima volta durante l'eruzione etnea del 1991/93 (CALVARI & PUGLISI, 1999). Si tratta di cavità vulcaniche che si possono originare in prossimità di fronti di colate laviche aa. Normalmente i fronti sono composti da materiale fuso in movimento e da frammenti solidi trasportati passivamente. Se il flusso lavico è stazionario e la crosta del fronte si inspessisce, questa potrà rigonfiarsi e accumulare lava finché la pressione interna sarà sufficiente ad aprire una breccia nel fronte. Il materiale fuso fuoriuscirà velocemente e si lascerà alle spalle una cavità.

È però il drenaggio, totale o parziale, che trasforma un tunnel lavico in grotta di scorrimento lavico (figg. 3c - 3d). Il drenaggio può essere provocato da una maggiore pendenza del tratto di tunnel posto più a valle e se la lava è sufficientemente liquida. Ma la causa principale di drenaggio è data dalla diminuzione del tasso di alimentazione a fine eruzione. In tal caso il livello della lava liquida all'interno del tunnel si abbasserà gradualmente, liberando uno spazio che costituirà la grotta.

2.2. - FORME DELLE GROTTA VULCANICHE E SPELEOLEMI

Lo sviluppo longitudinale di una grotta vulcanica dipende prevalentemente dalla morfologia del substrato su cui scorreva la colata lavica.

Possono osservarsi inoltre sovrapposizioni verticali e biforcazioni di tunnel (fig. 7) che possono essere anche in comunicazione gli uni con gli altri. Tale fenomeno si verifica prevalentemente in corrispondenza di una repentina diminuzione della pendenza della superficie topografica originaria (CORSARO & CRISTOFOLINI, 1989).

Per quanto riguarda la sezione trasversale, le grotte che si generano all'interno di canali stretti hanno frequentemente una forma di arco a sesto acuto (fig. 8), mentre quelle che si formano in canali più ampi presentano una forma di arco a sesto ribassato. Talvolta in questi tunnel la volta può presentare una lieve deformazione nella parte sommitale dovuta ad un collasso quando la lava del soffitto è ancora allo stato plastico (fig. 9).

Le cavità che si formano al fronte di colate laviche aa assumono invece l'aspetto di una camera semisferica.

Il passaggio dal tunnel al canale esterno non ingrottato prende il nome di bocca da forno e rappresenta ciò che rimane di una bocca effimera.

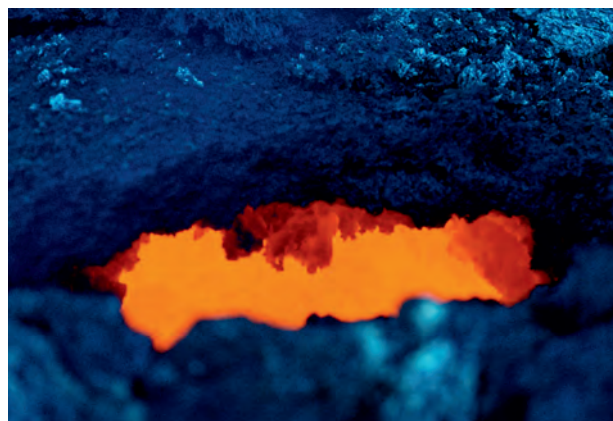


Fig. 5 - Skylight (Eruzione 2004).
- *Skylight (2004 eruption).*



Fig. 6 - Formazione di lave a corde (Eruzione 2004).
- Formation of *pahoehoe* (2004 eruption).



Fig. 7 - Biforcazione di un tunnel lavico (Grotta Intraleo).
- Bifurcation of a lava tube (Intraleo Cave).



Fig. 8 - Sezione trasversale di una grotta a forma di arco a sesto acuto (Grotta Corruccio).
 - Cross section of a cave in the shape of a pointed arch (Corruccio Cave).

Il drenaggio del flusso lavico genera una serie di strutture caratteristiche dei tunnel lavici. Appena il livello della lava comincia ad abbassarsi cominciano a formarsi le stalattiti di lava (fig. 10), gocce solidificate che pendono dal soffitto delle grotte (CORSARO *et alii*, 1999). Le stalattiti possono formarsi sia per



Fig. 10 - Stalattiti di lava (Grotta eruzione 1985).
 - Lava stalactites (cave created by eruption in 1985).



Fig. 9 - Volta del tunnel deformata per collasso, in alto a sinistra (Grotta Cassone).
 - Ceiling of a tunnel deformed by a collapse, up on the left corner (Cassone Cave).

rifusione di piccole porzioni del soffitto della galleria se hanno una superficie liscia e rossastra, sia per fluttuazioni verticali del livello della lava che fa attaccare delle gocce di fuso al soffitto. Queste ultime stalattiti sono nere e rugose.

Se in seguito a continue fluttuazioni del flusso all'interno del tunnel si sono formati degli argini stratificati è possibile che delle bolle di gas rimangano intrappolate tra i diversi strati. Quando, in seguito al drenaggio, il livello della lava scende definitivamente, la pressione dei gas crea delle piccole esplosioni che formano dei blister prevalentemente sulle pareti laterali (fig. 11).

Il movimento della lava all'interno dei tunnel crea le strie di flusso (fig. 12), che possono dare



Fig. 11 - Blister (Grotta Cassone).
- Blister (Cassone Cave).



Fig. 12 - Strie di flusso (Grotta Cassone).
- Striated lava (Cassone Cave).

numerose informazioni relativamente alla modalità di svuotamento. Se le strie sono infatti sub orizzontali, il drenaggio è stato lento, mentre se le strie sono molto inclinate, lo svuotamento del tunnel è stato veloce (CALVARI & PUGLISI, 1999).

Lungo la sezione trasversale è possibile osservare delle mensole laterali che percorrono longitudinalmente tutto il tunnel. Le mensole si formano quando il livello della lava staziona per tempi lunghi durante il drenaggio. Si può giungere ad una situazione estrema per cui le due mensole possono incontrarsi e saldarsi per formare una superficie che separa orizzontalmente il tunnel in due sezioni.

Quando il drenaggio, specie nei momenti finali dell'eruzione, è molto veloce, alcuni strati di rivestimento interno, ancora plastici, possono ripiegarsi sotto il loro stesso peso, per formare i rotoli di lava (fig. 13).

Il pavimento delle gallerie laviche presenta le stesse morfologie che un campo lavico può presentare all'esterno. In linea generale, in prossimità del punto di origine del tunnel il pavimento è costituito da lava pahoehoe, sia a corde che a lastroni, mentre nelle zone più distali la superficie del pavimento è costituito da lava a blocchi. Talvolta è possibile rinvenire improvvise verticalizzazioni del pavimento, indicative di piccole cascate di lava durante la formazione della cavità.



Fig. 13 - Rotoli di lava (Grotta Cassone).
- Lava rolls (Cassone Cave).

Un fenomeno molto raro, ma riscontrabile nei tunnel etnei è quello delle stalagmiti di lava. Nelle cavità vulcaniche se ne riscontrano di due tipi. Brandelli di lava molto appiattiti che si sono staccati dal soffitto del tunnel o vere e proprie gocce di lava (fig. 14) accatastate su alti del



Fig. 14 - Stalagmiti di lava (Grotta eruzione 2002).
- Lava stalagmitess (2002 eruption Cave).

pavimento (MAMMINO, 2009; MAMMINO & SANTONOCITO, 2009). La rarità delle stalagmiti è dovuta al fatto che eventuali gocce o frammenti di lava provenienti dal soffitto vengono subito trasportate e distrutte dal flusso lavico in movimento. Le stalagmiti si originano pertanto solo quando il flusso si è arrestato all'interno del tunnel.

Se il crollo di frammenti dal soffitto è notevole si possono avere delle aperture sulla volta del tunnel. Il materiale caduto e accumulato sul pavimento forma i cosiddetti *breakdown*.

All'interno dei tubi di lava dell'Etna, subito dopo la loro formazione, l'infiltrazione delle acque meteoriche, evaporando a causa delle alte temperature, porta alla formazione di rari concrezionamenti effimeri formati da sali altamente solubili, in prevalenza thenardite (FORTI *et alii*, 1994). Quando le temperature scendono intorno a 25°C, la thenardite si trasforma in mirabilite, mentre si possono osservare depositi di altri minerali quali alunite, bloedite, celestina, salgemma, silvite, trona e zolfo, sotto forma di stalattiti, cannule, eccentriche, colate e stalagmiti di colore prevalentemente bianco (fig. 15). Quando le temperature all'interno



Fig. 15 - Mineralizzazioni all'interno della Grotta Cutrona (eruzione 1991-93).
- Mineralizations inside Cutrona Cave (Cassone Cave).

del tunnel raggiungono l'equilibrio termico con l'ambiente esterno e dopo piogge abbondanti, si assiste infine alla scomparsa totale di tutti i depositi chimici solubili presenti nei tubi di lava.

Nelle grotte, in seguito all'infiltrazione di acque meteoriche, si possono inoltre osservare delle incrostazioni carbonatiche dovute ad attività carsica.

3. - GUIDA ALL'ESCURSIONE

L'escursione proposta prevede la visita di un complesso di tre tunnel lavici originatisi durante la più devastante eruzione dell'Etna, quella del 1669. La lava, prima di riversarsi in mare, distrusse nove centri abitati, tra cui Catania. Numerosi documenti indicano che l'eruzione ebbe inizio l'11 marzo, dopo uno sciame sismico durato quattro giorni, con l'apertura di una frattura eruttiva lunga 12 Km che, con direzione nord-sud, si estendeva dall'area

sommitale fino ad una quota di circa 900 m s.l.m. (MONACO *et alii*, 2000). Nello spazio di poche ore si aprirono cinque bocche, la più grande delle quali generò i crateri dei Monti Rossi, denominati in principio Monti della Ruina. Questi diedero origine a tre bracci lavici, uno dei quali raggiunse, dopo aver percorso 12 km, le mura occidentali della città di Catania, per riversarsi nei giorni successivi in mare. L'eruzione si concluse l'11 luglio, trasformando completamente il paesaggio compreso tra Nicolosi e il mare. Il complesso di grotte in oggetto si trova in territorio di Belpasso, nel basso versante sudoccidentale dell'Etna ad una quota di poco superiore a 600 metri sul livello del mare (fig. 16).

Dalla centrale Piazza San Giuseppe di Belpasso si procede in auto su via Vittorio Emanuele III per 550 metri in direzione nord. Si imbecca quindi via Nicolosi svoltando a destra e si prosegue per 450 metri. Alla rotonda si procede verso sud su via Cardinale Dusmet per 220 metri e alla

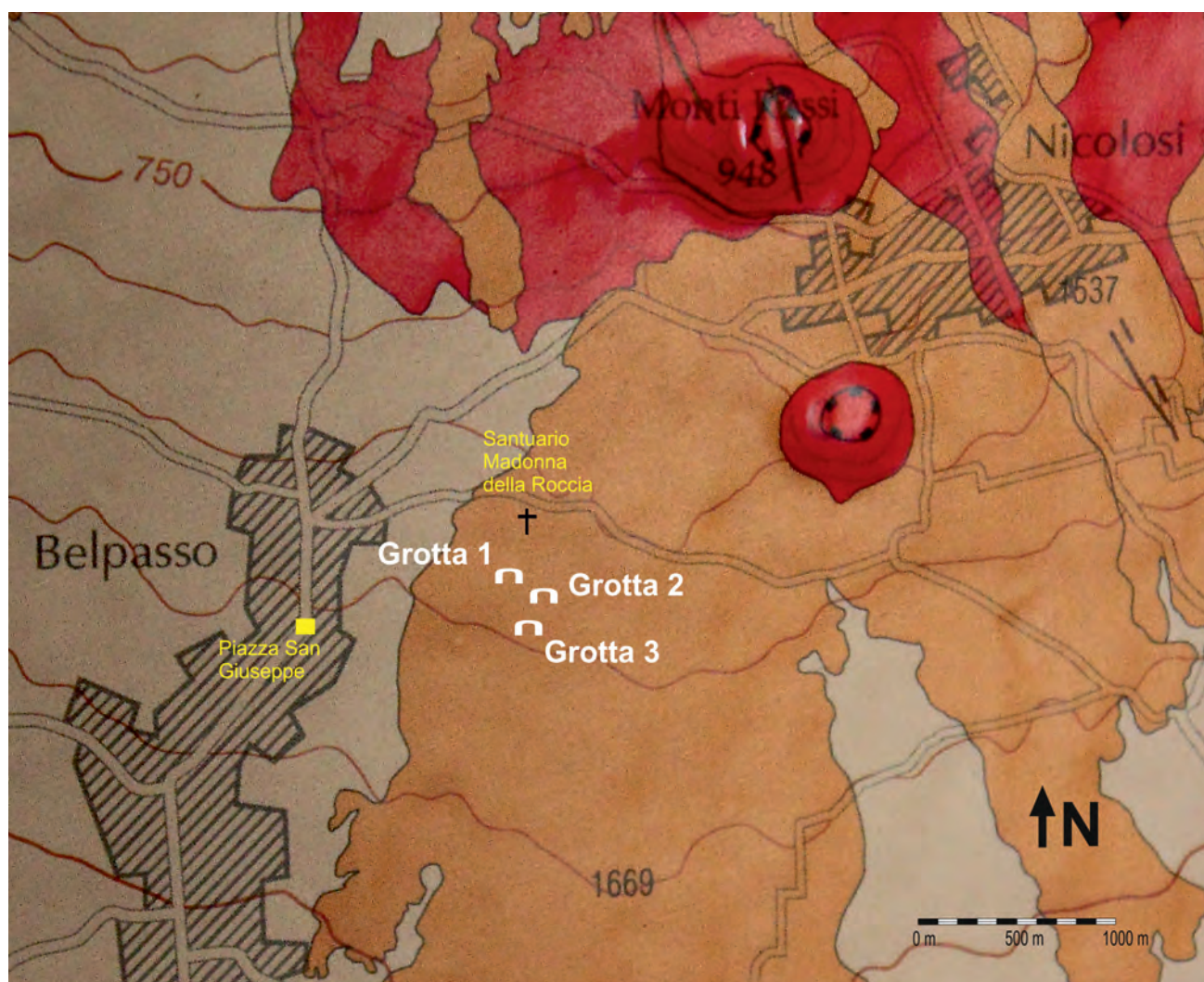


Fig. 16 - Localizzazione delle grotte (estratto da MONACO *et alii*, 2010 modificato).
- Location of the caves (extract from MONACO *et alii*, 2010 modified).

successiva rotonda si imbecca via Don Giovanni Bosco per 200 metri, proseguendo per viale Regina della Pace per 650 metri. Si lasciano le auto su un ampio parcheggio a destra e ci si dirige a piedi verso il santuario della Madonna della Roccia (120 metri). Da qui ci si dirige verso sud per 350 metri lungo un sentiero in discesa ai cui lati si possono osservare le stazioni della via crucis ben integrate con il paesaggio poiché realizzate su lastre di basalto. Si attraversa il campo lavico dell'eruzione del 1669, con lave prevalentemente a blocchi che conservano ancora la morfologia originaria e ricoperte in parte da licheni (in particolare spiccano gli esemplari color arancio di *Xanthoria parietina*) e da ginestre dell'Etna.

3.1. - STOP 1

Ci si trova a questo punto di fronte l'ampio ingresso della grotta 1, a 623 m sul livello del mare (fig. 17). Si tratta di una cavità diretta NE-SW, con un modesto sviluppo di circa 20 metri, ma ampia 10 metri e alta circa 4 metri. La cavità è chiusa da un cancello metallico, poiché è stata trasformata in luogo di culto religioso. Il pavimento è fortemente rimaneggiato per rendere confortevole l'accesso ai fedeli. Ciò nonostante, è ancora possibile osservare ai due lati della grotta degli enormi rotoli di lava pressoché continui fino alla fine del tunnel e con un caratteristico raddoppiamento del rotolo sul lato alla destra degli osservatori (fig. 18). Ciò è indicativo di un veloce svuotamento per drenaggio del tunnel. La pendenza del campo lavico ad ovest del tunnel indica che il flusso della lava era diretto da SW a NE. La parte finale del tunnel corrisponde pertanto alla bocca da forno, mentre la parte iniziale del tunnel è letteralmente scomparso in seguito ad un collasso del tetto e al rimaneggiamento antropico.



Fig. 17 - Ingresso Grotta 1.
- Cave n. 1 entrance.



Fig. 18 - Rotoli di lava.
- Lava rolls.

Si prosegue a piedi per altri 250 metri seguendo le indicazioni per il presepe su un sentiero su brecciolino lavico.

3.2. - STOP 2

Si giunge di fronte l'ingresso della grotta 2, ad una quota di 618 m (fig. 19). Anche in questo caso la cavità è chiusa da un cancello metallico poiché



Fig. 19 - Ingresso Grotta 2.
- Cave n. 2 entrance.

al suo interno è ospitato un presepe. La cavità ha uno sviluppo modesto in direzione NW-SE, è alta circa 8 metri e larga circa 10 metri. La caratteristica principale del tunnel è la presenza di un imponente setto orizzontale che divide la grotta in due gallerie sovrapposte. In questo caso è evidente che il livello della lava fusa stazionò a lungo ad un livello intermedio prima di drenare totalmente.

Si torna indietro per 150 metri e si devia a sinistra in direzione SSW. A questo punto il sentiero quasi scompare e non esistono indicazioni relative alla terza cavità. Il rischio di perdersi sul campo lavico è elevato. Si consiglia pertanto di proseguire l'itinerario, per i successivi 300 metri, accompagnati da guide naturalistiche esperte del luogo.

3.3. - STOP 3

Inizia a questo punto la parte più interessante della visita. La grotta 3 è costituita da due rami che si dipartono, uno in direzione sud (ramo A) e un altro in direzione sud-est (ramo B), a partire da un'ampia camera iniziale. L'ingresso principale alla grotta è facilitato da un crollo della volta a circa un terzo del ramo A, ad una quota di 620 metri. Si può accedere alla grotta anche da un altro ingresso, in corrispondenza di un crollo del tetto della camera iniziale.

Per poter visitare la grotta è necessario indossare un casco protettivo e accendere delle illuminazioni portatili. Entrando dall'ingresso principale e dirigendosi verso sud, si scende di circa 7 metri per percorrere un tratto piuttosto pianeggiante lungo circa 20 metri. In questa porzione di tunnel, alto da 3 a 4 metri, sono abbondanti le strie di flusso, che interessano anche il soffitto della grotta. Questo presenta delle particolari ondulazioni che indicano come il flusso lavico, durante l'eruzione, fosse molto turbolento. La caratteristica principale è data però dalla presenza di un grande *skylight* sul soffitto e del relativo *breakdown* (fig. 20). La presenza del *breakdown* ci dice che il collasso della volta è avvenuto quando il drenaggio della lava era concluso. L'altezza della parte terminale della galleria tende a diminuire gradualmente finché si giunge ad una apertura (bocca da forno) che rappresenta il punto di fuoriuscita della lava durante l'eruzione (fig. 21). Da notare che, all'esterno del tunnel, da questo punto inizia un interessante canale con grossi argini laterali. Poco prima della bocca da forno si osserva sulla sinistra un accenno di biforcazione.

Tornando indietro si ritorna in superficie. Osservando il tunnel dall'esterno si può dedurre che il tunnel, in prossimità dell'ingresso si è formato per congiunzione dei due argini laterali, mentre nella parte finale gli argini sono più alti del tetto. Ciò indica che la galleria si è formata quando il flusso lavico si stava già abbassando all'interno

del suo canale. Si imbecca a questo punto l'ingresso nord del ramo A. Sulla sinistra si osserva una piccola biforcazione diretta verso ovest, lunga circa 5 metri e non visitabile poiché l'altezza è inferiore a 50 centimetri. Il tratto nord del ramo A in principio è alto poco più di 2 metri, ma la sua

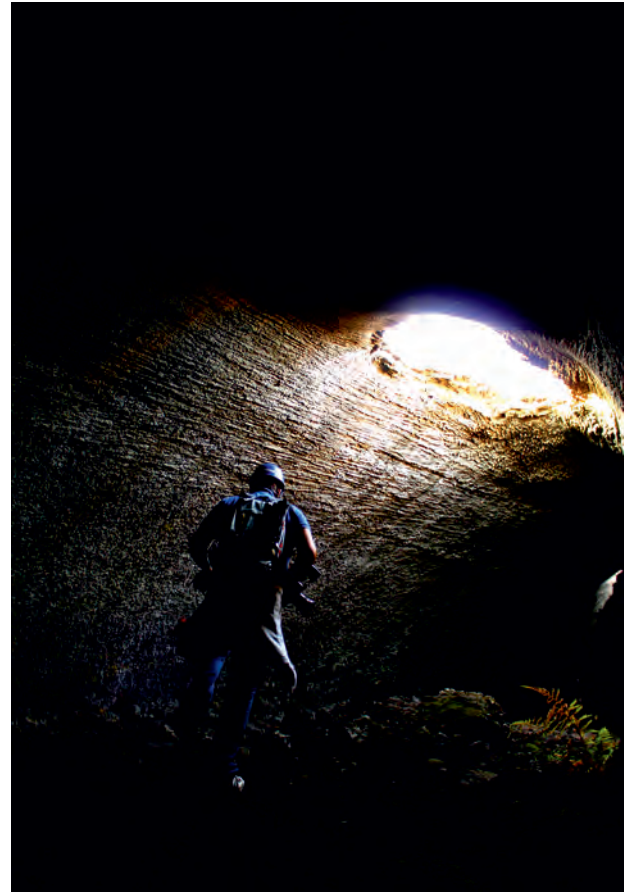


Fig. 20 - *Skylight* (in alto) e *breakdown* (in basso).
- *Skylight* (top) and *breakdown* (below).



Fig. 21 - Bocca da forno.
- *Stokehole*.

altezza cresce fino ad arrivare ad oltre 4 metri in corrispondenza della camera iniziale. Ciò accade perché si percorre un tratto in discesa su lave compatte nonostante ci si sposti verso il punto di emissione della lava: nelle fasi finali del drenaggio è infatti giunta una nuova ondata di lava cosicché il pavimento mostra un andamento sinuoso (BULLARD, 1978). In questo tratto del ramo A sono visibili numerose stalattiti di lava pendenti dal soffitto e dei rotoli di lava in prossimità del pavimento costituito da lava compatta.

A questo punto ci si accinge a visitare il ramo B. Si tratta di una galleria lunga 95 metri, la cui altezza passa in modo irregolare da 2 metri a meno di un metro. Nell'ultimo tratto il tunnel è particolarmente ampio, raggiungendo una larghezza di circa 7 metri. Nel ramo B sono abbondanti le stalattiti di lava e le strie di flusso, mentre il pavimento è prevalentemente costituito da lava compatta. I rotoli di lava, all'inizio quasi ben formati, diventano sempre più piccoli ed incompleti avanzando all'interno del tunnel. È possibile osservare qualche blister di modeste dimensioni. Sono inoltre ben visibili fenomeni di carsificazione (fig. 22) e numerose radici che pendono dal soffitto dopo aver attraversato millimetriche fenditure nella roccia (fig. 23). Dopo circa 30 metri e nel tratto finale, la galleria, normalmente ad andamento suborizzontale, assume una pendenza rispettivamente del 60% e del 30%. Il dislivello totale, dall'ingresso alla fine della galleria, è di poco superiore a 10 metri.



Fig. 22 - Carsificazione all'interno della Grotta 3.
- Karstification in the Cave n. 3.



Fig. 23 - Radici pendenti dal soffitto.
- Roots hanging from the ceiling.

4. - CONCLUSIONI

Le gallerie vulcaniche sono caratterizzate da diverse modalità speleogenetiche e da un numero notevole di speleotemi. Le cavità vulcaniche descritte in questa guida, ovvero quelle generate dall'eruzione del 1669 nei pressi di Belpasso, offrono la possibilità di osservare, nello spazio di poche decine di metri, un numero considerevolmente importante di speleotemi. Nella grotta 1 sono visibili dei grossi rotoli di lava, mentre la grotta 2 è caratterizzata da un setto orizzontale che genera una sovrapposizione di tunnel. La grotta 3 è la più articolata, presentando una biforcazione principale e due biforcazioni secondarie, una sviluppata e un'altra appena accennata. All'interno della grotta 3 sono inoltre visibili numerosi speleotemi, tra cui rotoli di lava, stalattiti di lava, strie di flusso, *skylight* con relativo *breakdown*, nonché incrostazioni carbonatiche per carsificazione della galleria lavica.

BIBLIOGRAFIA

- BRANCA S., COLTELLI M. & GROPELLI G. (2004) - *Geological evolution of Etna Volcano*. In: BONACCORSO A., CALVARI S., COLTELLI M., DEL NEGRO C. & FALSAPERLA S. (Eds.), Mt. Etna: Volcano Laboratory, Geophys. Monogr. Series **143**, 49-63, AGU, Washington, D.C.
- BRANCA S., COLTELLI M., GROPELLI G. & PASQUARÈ G. (2009) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 625 - Acireale*. Servizio Geologico d'Italia.
- BULLARD F.M. (1978) - *I vulcani della Terra*. Newton Compton Editori, pp. 636, Roma.
- CALVARI S. & PUGLISI G. (1999) - *Le grotte laviche nel territorio etneo*. In: Centro Speleologico Etneo: «*Dentro il vulcano: le grotte dell'Etna*». Parco dell'Etna: 29-45, 1 fig., Catania.
- CALVARI S., TANNER L.H. & GROPELLI G. (1998) - *Debris-avalanche deposits of the Milo Labar sequence and the opening of*

- the Valle del Bove on Etna volcano (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **87**, 193-209.
- CHESTER D.K., DUNCAN A.M., GUEST J.E. & KILBURN C.R.J. (1985) - *Mount Etna: The anatomy of a volcano*. University Press, Cambridge, 404 pp.
- CORSARO R., CALVARI S. & POMPILIO M. (1999) - *Caratteristiche delle stalattiti di lava dell'Etna*. In: Centro Speleologico Etneo: «Atti del IX Simposio Internazionale di Vulcanospeleologia», Parco dell'Etna: **25**, Catania.
- CORSARO R. & CRISTOFOLINI R. (1989) - *Campi di lava composti e regimi eruttivi dell'Etna*. Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat., **22** (335): 335-356, 5 figg., 5 tabb., Catania.
- CRISTOFOLINI R., CORSARO R.A. & FERLITO C. (1991) - *Variazioni petrochimiche nella successione etnea: un riesame in base a nuovi dati da campioni di superficie e da sondaggi*. Acta Vulcan., **1**: 25-37, 11 figg., 4 tabb., Roma.
- CRISTOFOLINI R., FERLITO C. & PATANÈ L. (1999) - *Un grande vulcano al centro del Mediterraneo: l'Etna*. In: Centro Speleologico Etneo: «Dentro il vulcano: le grotte dell'Etna». Parco dell'Etna: 13-27, 4 figg., 1 tab., Catania.
- FAVALLI M., INNOCENTI F., PARESCHI M.T., PASQUARÈ G., MAZZARINI F., BRANCA S., CAVARRA L. & TIBALDI A. (1999) - *The DEM of Mount Etna: geomorphological and structural implications*. Geodinamica Acta, **12**, 5, 279-290.
- FORTI P., GIUDICE G., MARINO A. & ROSSI A. (1994) - *La grotta Cutrona (MC1) sul Monte Etna e le sue concrezioni metastabili*. Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat., **27** (348): 125-151, 2 figg., 1 tab., Catania.
- GIACOMELLI L. & SCANDONE R. (2007) - *Vulcani d'Italia*. Liguori Editore, Napoli, pp. 475.
- GILLOT P. Y., KIEFFER G. & ROMANO R. (1994) - *The evolution of Mount Etna in the light of potassium-argon dating*. Acta Vulcan., **5**: 81-87, 2 figg., 2 tavv., Pisa - Roma.
- KIEFFER G. (1973) - *Une éruption à caractères Katmaiens, à l'origine de coulées de ponces, responsable de la formation de la caldeira du Cratère Elliptique de l'Etna*. C.R. Acad. Sci. Paris, 277 D, 2321-2324.
- MAMMINO P. (2009) - *A spasso nel ventre dell'Etna*. Katane, **10**: 13-17, 9 figg., Catania.
- MAMMINO P. & SANTONOCITO F. (2009) - *Exploring Etna*. Geo Etna Explorer, Catania, pp. 64.
- MONACO C., CATALANO S., DE GUIDI G., GRESTA S., LANGER H. & TORTORICI L. (2000) - *The geological map of the urban area of Catania (Eastern Sicily): morphotectonic and seismotectonic implications*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 425-438, 7 figg., 3 tabb., 1 tav. f.t., Roma.
- MONACO C., DE GUIDI G. & FERLITO C. (2010) - *The Morphotectonic map of Mt. Etna*. Boll. Soc. Geol. It., **129** (3): 408-428, 4 figg., 1 tav., Roma.
- MONACO C., PETRONIO L. & ROMANELLI M. (1995) - *Tettonica estensionale nel settore orientale del Monte Etna (Sicilia): dati morfotettonici e sismici*. Studi Geol. Camerti, spec. publ. n° 2: 363-374, 11 figg., Camerino.
- MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L. & GILLOT P. Y. (1997) - *Late Quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily)*. Earth Planet. Sci. Lett., **147**: 125-139, 10 figg., Amsterdam.
- PATANÈ G., LA DELFA S. & TANGUY J.C. (2004) - *L'Etna e il mondo dei vulcani*. Giuseppe Maimone Editore, pp. 285, Catania.
- ROMANO R. (1982) - *Succession of the volcanic activity in the etnean area*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 27-48, 10 figg., Roma.
- ROMANO R. & GUEST J.E. (1979) - *Volcanic geology of the summit and northern flank of Mount Etna, Sicily*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 189-215.
- SCANDONE R. & GIACOMELLI L. (2004) - *Vulcanologia. Principi fisici e metodi d'indagine*. Liguori Editore, pp. 642, Napoli.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2009) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 634 Catania*. Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2009) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio n. 625 Acireale*. CNR, Milano.