

# Relazione Campagna Geologica II- Etna

Antonio Favaloro | 881198 | Campagna Geologica II 2023/24 | Docenti: F. L. Bonali

## Sommario

<b>1. Inquadramento geografico/geomorfologico e scopo del lavoro .....</b>	<b>2</b>
<b>2. Inquadramento geologico .....</b>	<b>3</b>
2.1 I diversi domini del Mediterraneo Centrale .....	3
2.2 I sistemi dell'Etna .....	5
2.3 Origine e Dinamiche Magmatiche dell'Etna.....	6
2.4 Evoluzione dell'Etna .....	7
2.5 L'origine delle forze tettoniche e implicazioni .....	9
2.6 Storia eruttiva .....	11
2.6.1 Eruzione 1865.....	13
2.6.2 Eruzione 1928.....	15
2.7 Confronto con l'evoluzione dei vulcani hawaiani.....	17
<b>3. Stratigrafia .....</b>	<b>18</b>
3.1 Strutture.....	18
3.2 Stratigrafia .....	24
3.2.1 Colate dell'Ellittico .....	24
3.2.2 Crateri pre 1865 .....	25
3.2.3 Crateri del 1865 .....	25
3.2.4 Colata del 1928 .....	26
3.2.5 Colata del 1971 .....	28
3.2.6 Colata del 1979 .....	29
<b>4. Geologia strutturale .....</b>	<b>31</b>
4.1 Frattura eruttiva .....	31
4.2 Frattura secca .....	32
4.3 Dicco .....	33
4.4 Faglia .....	34
4.4.1 Faglia 2200 .....	35
4.4.2 Faglia piano delle donne .....	35
4.4.3 Misure strutturali .....	36
4.5 Rift.....	36
4.6 Grafici .....	38
4.7 Proiezioni stereografiche .....	40
<b>5. Conclusione .....</b>	<b>40</b>
<b>6. Bibliografia.....</b>	<b>41</b>

# 1. Inquadramento geografico/geomorfologico e scopo del lavoro

L'Etna, situato sulla costa orientale della Sicilia, è il vulcano attivo più alto d'Europa (circa 3.300 metri s.l.m.) e uno dei più attivi al mondo. L'intensa attività vulcanica e sismica modella costantemente il paesaggio attraverso processi eruttivi e tettonici associati alla subduzione della placca africana sotto la microplacca siculo-calabra. Geomorfologicamente, l'Etna è caratterizzato da una varietà di strutture vulcaniche, incluse caldere sommitali, coni piroclastici e vasti campi di lava, che riflettono i numerosi stili eruttivi manifestati nel corso dei millenni.

L'obiettivo principale di questa attività di campo è condurre un rilevamento geologico-strutturale nell'area Nord-Est del vulcano, col fine di mappare dettagliatamente i prodotti delle eruzioni storiche, in particolare quelle avvenute negli anni 1865, 1928 e 1979. Il versante nord-est del Monte Etna è circoscritto a sud dalla Valle del Bove, una depressione originata dai crolli del fianco orientale, che raccoglie i materiali eruttivi e flussi lavici. A nord, il versante confina con aree abitate che si estendono fino alle quote più basse.

In particolare, il rilevamento mira a:

1. Analizzare le strutture geologiche lungo le fratture eruttive e secche, e determinare quali rapporti esistono tra di loro.
2. Mappare i sinkhole e altri fenomeni superficiali.
3. Effettuare analisi morfometriche dei cono monogenetici e delle colate laviche per interpretare i meccanismi di formazione ed evoluzione nel tempo.

Gli strumenti impiegati nella campagna geologica sono stati raggruppati e fotografati col fine di fornire un migliore contesto metodologico e consentire la ripetibilità dello studio:



*Figura 1 Strumenti utilizzati durante la campagna geologica*

## 2. Inquadramento geologico

Il seguente inquadramento geologico cercherà di riassumere, analizzare e ordinare le informazioni tratte dalla letteratura scientifica per fornire un inquadramento geologico dell'area studiata. L'approccio adottato prevede una iniziale descrizione panoramica generale che si restringe progressivamente a informazioni di scala minore.

### 2.1 I diversi domini del Mediterraneo Centrale

Nel Mediterraneo centrale, si possono distinguere diversi domini strutturali, come definiti da Ben Avraham et al. (1990) e Lentini et al. (1990, 1994), caratterizzati da omogeneità nelle loro caratteristiche strutturali.

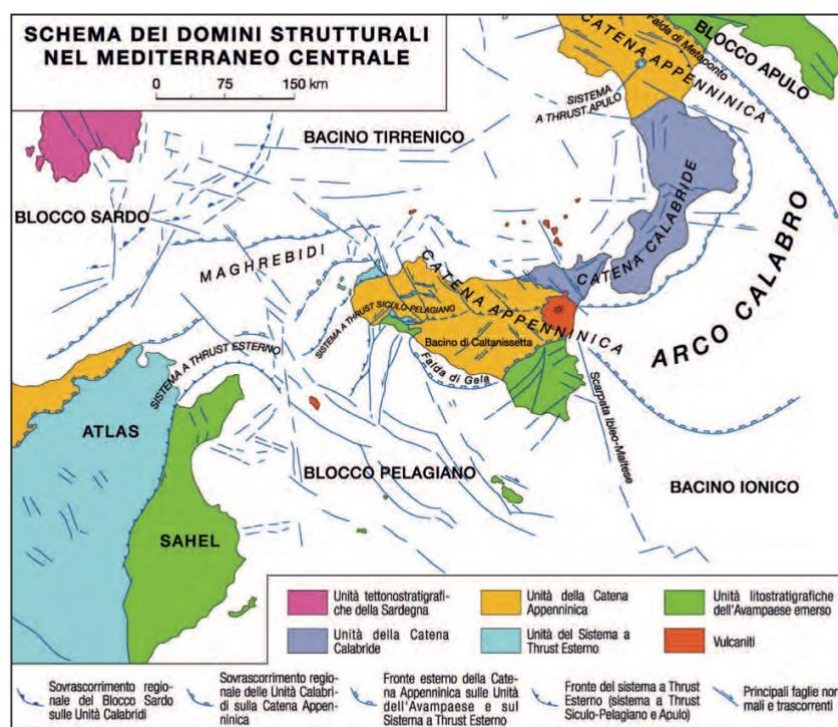


Figura 2 Domini strutturali nel Mediterraneo Centrale (da Lentini et al., 1994, modificato)

#### *Dominio d'Avampaese*

Il Dominio d'Avampaese include tutte le aree che non sono state ancora coinvolte nella deformazione orogenica. Nell'Appennino meridionale, questo dominio è rappresentato dal Blocco Apulo, che fa parte della Placca Adria. Più a sud, il Blocco Pelagiano forma il promontorio della Placca Nord-Africana. A partire dal tardo Paleozoico, questi blocchi risultano separati dalla crosta oceanica del Bacino Ionico.

## ***Dominio Orogenico***

Il Dominio Orogenico si estende dall'Appennino meridionale, attraversando l'Arco Calabro-Peloritano, fino a coprire gran parte della Sicilia e proseguire lungo il Nord-Africa. Questo dominio è costituito da tre principali sistemi di thrust sovrapposti: il Sistema a Thrust Esterno (STE), la Catena Appenninico-Maghrebide (CAM) e la Catena Calabro-Peloritana (CCP).

Il **STE** è un sistema a thrust profondo, generato durante una fase tarda dell'evoluzione orogenica, nel Miocene-Pliocene, che ha portato allo scollamento delle coperture sedimentarie interne del vecchio avampaese. Questo sistema è responsabile della configurazione attuale dell'Orogene Appenninico-Maghrebide, contemporaneamente all'apertura del Mar Tirreno.

La **CAM** è il risultato dell'imbricazione di successioni sedimentarie che appartengono sia alla crosta oceanica (Tetide Alpina e Bacino Paleoionico) sia a quella continentale (piattaforme carbonatiche Panormidi e/o Appenniniche). Questa struttura si è formata durante il Miocene, con riattivazioni deformative nel Pliocene e nel Quaternario.

La **CCP**, invece, è costituita da falde cristalline sovrapposte, con resti delle originarie coperture mesozoico-terziarie. La sua formazione è legata alla delaminazione del margine della crosta continentale europea, avvenuta tra l'Eocene superiore e il Miocene inferiore (Stadio Balearico, Lentini et al., 2006).

## ***Dominio Interno***

Il Dominio Interno è rappresentato dal Blocco Sardo-Corso e dal Bacino Tirrenico. Il Blocco Sardo-Corso è un frammento della crosta europea, che ha raggiunto la sua posizione attuale in seguito a una rotazione antioraria iniziata durante l'Eo-Oligocene, in concomitanza con l'apertura del Mediterraneo occidentale, un bacino di retroarco legato alla formazione dell'arco Balearico.

Il Bacino Tirrenico, che si è aperto a partire dal Serravalliano (Stadio Tirrenico, Lentini et al., 2006), ha interessato le aree interne dell'orogene e ha raggiunto un picco di oceanizzazione durante il Pliocene e il Quaternario. La presenza di vulcani sottomarini di grande dimensione, come il Marsili, ne è una testimonianza. Il Bacino Tirrenico rappresenta un classico esempio di bacino di retroarco, in cui il flusso del mantello tirrenico compensa l'arretramento dello slab ionico, situato sotto l'Arco Calabro-Peloritano. Lo slab ionico, visibile attraverso immagini sismiche, sprofonda verso nord-ovest sotto l'Arco Calabro, ed è strettamente connesso con l'Arcipelago delle Isole Eolie.

## 2.2 I sintemi dell'Etna

La stratigrafia, organizzata in base alle discordanze, ha permesso di suddividere l'attività eruttiva del vulcano in quattro principali fasi evolutive, identificate come *supersintemi*:

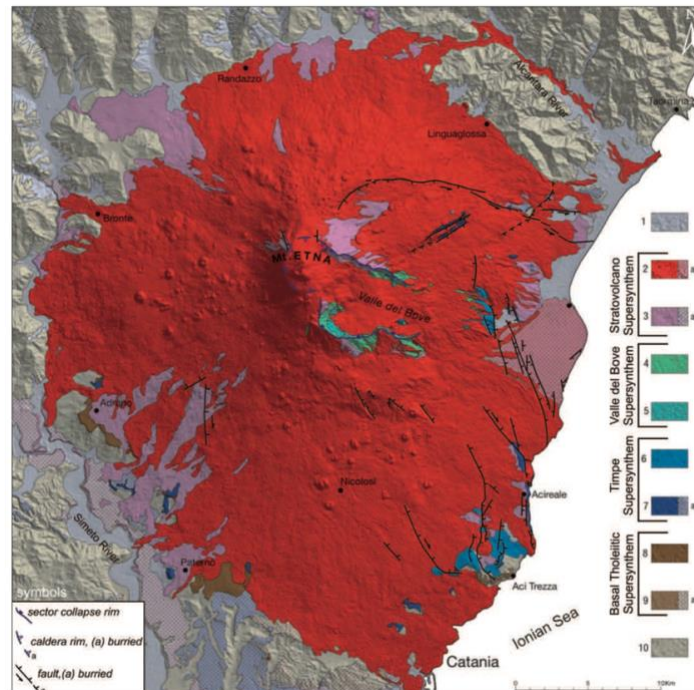


Figura 3 Schema dei sintemi riconosciuti nella stratigrafia del Monte Etna (modificato da Branca et al., 2011)

### ***Supersintema Tholeiitico Basale***

La prima fase, il Supersintema Tholeiitico Basale, si estende da circa 500 a 330 ka e rappresenta un periodo caratterizzato da eruzioni fessurali sparse, avvenute inizialmente in ambiente sottomarino nel bacino di avanfossa, e successivamente in un contesto subaereo. In questo periodo, il vulcano iniziava a emergere grazie al sollevamento tettonico regionale.

### ***Supersintema delle Timpe***

A partire da circa 220 ka, si osserva un aumento dell'attività eruttiva, che ha portato alla costruzione di uno scudo lavico di ampie dimensioni, noto come Supersintema delle Timpe. In questa fase, l'attività vulcanica diventa più localizzata e si sposta verso una modalità di eruzione di tipo centrale. Le eruzioni lungo questo supersintema hanno prodotto grandi colate laviche, costruendo le prime strutture vulcaniche.

### ***Supersintema della Valle del Bove***

Il Supersintema della Valle del Bove, attivo da almeno 110 ka, ha visto la formazione dei primi centri vulcanici riconosciuti, tra cui Tarderìa, Rocche, Trifoglietto, e successivamente Monte Cerasa, Giannicola, Salificio e Cuvigliuni. Questi edifici vulcanici, collocati principalmente all'interno della Valle del Bove, rappresentano una fase di intensa attività centrale che ha contribuito in maniera significativa alla crescita dell'edificio vulcanico.



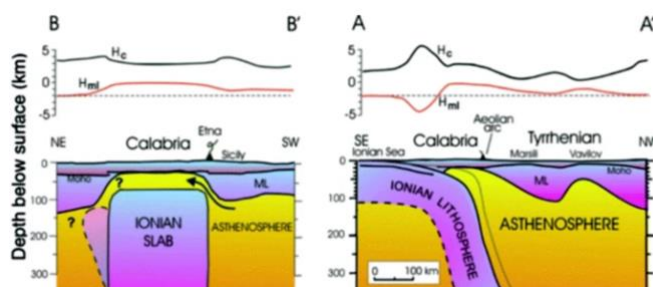
## ***Supersintema Stratovulcano***

Circa 57 ka, con l'inizio del Supersintema Stratovulcano, il vulcano Ellittico ha cominciato a formare uno stratocono imponente, con un'altezza stimata di circa 3600 metri. L'espansione laterale di questo vulcano ha riempito le paleovalli dell'Alcantara e del Simeto, modellando la morfologia attuale dell'Etna. Negli ultimi 15 ka, l'attività effusiva ha contribuito alla formazione del vulcano Mongibello, caratterizzato da frequenti eruzioni di fianco, concentrate in tre principali zone di debolezza strutturale, che consentono l'intrusione di magma e la generazione di eruzioni fino alle altitudini minori.

## **2.3 Origine e Dinamiche Magmatiche dell'Etna**

L'Etna, si erge nelle vicinanze dell'arco magmatico eoliano, associato ai processi di subduzione, tuttavia, non si riscontrano evidenze di materiale subdotto nei magmi etnei. L'Etna, invece, presenta caratteristiche simili ai basalti oceanici, come dimostrano i rapporti isotopici di elio e carbonio che indicano una provenienza comune con le sorgenti mantelliche dei basalti delle dorsali medio-oceaniche.

Si assume quindi che la genesi di questo imponente vulcano non sia direttamente correlata ai meccanismi di subduzione nonostante la sua formazione sia strettamente legata ai processi subduttivi adiacenti. Attraverso un modello tridimensionale delle dinamiche tettoniche regionali, si ipotizza che l'ampia fusione magmatica sotto l'Etna derivi dall'attrazione di materiale astenosferico sottostante la vicina placca africana. Questo flusso laterale si verifica in risposta al fenomeno di rollback delle placche subdotte, che genera aree di bassa pressione nel mantello.



*Figura 4 La sezione BB' evidenzia la finestra astenosferica che permette il flusso del mantello sotto la placca africana verso la crosta calabrese. Questo flusso potrebbe spiegare la fusione sotto l'Etna. La sezione AA' mostra l'assottigliamento della litosfera tirrenica e la penetrazione dell'astenosfera tra la placca ionica in subduzione e quella africana soprastante.*

A favore di questa ipotesi esistono altri studi di casi simili a cui si può fare riferimento. Ad esempio, il medesimo fenomeno è stato osservato precedentemente all'estremo nord dell'arco di Tonga, nell'Oceano Pacifico sud-occidentale, dove simili dinamiche alimentano il magmatismo dell'arco e del retroarco.

## 2.4 Evoluzione dell'Etna

### *Magma ed evoluzione geochimica*

Sebbene i magmi etnei mostrino una firma geochimica tipica dei basalti delle isole oceaniche (OIB, Armienti et al., 1989; Tanguy et al., 1997), si osservano arricchimenti di elementi fluidi mobili come K, Rb, Cs, B e Sr radiogenico, che indicano l'influenza di componenti legati alla subduzione, suggerendo la contaminazione del magma con componenti legati alla subduzione nella sorgente del mantello (Armienti et al., 2004; Schiano et al., 2001; Tonarini et al., 2001) (Armienti et al., 2004; Schiano et al., 2001; Tonarini et al., 2001).

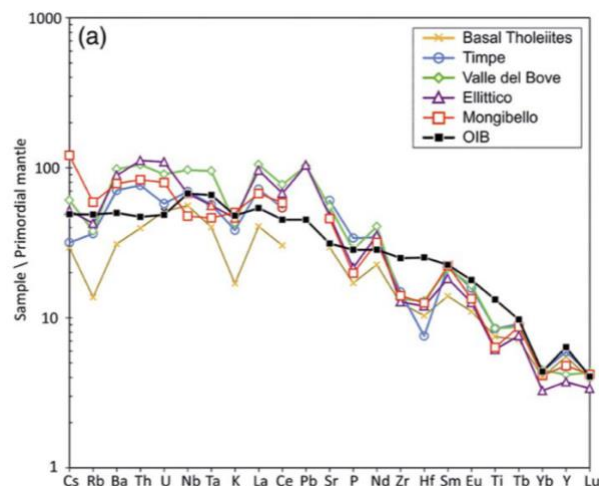


Figura 5 Modelli di elementi incompatibili delle rocce mafiche etnee (analisi da Corsaro e Pompilio, 2004) normalizzati al mantello primordiale (McDonough & Sun, 1995). L'OIB medio (isole oceaniche basaltiche) è mostrato a scopo comparativo. La composizione dei magmi etnei è prevalentemente di tipo OIB.

Le diverse fasi evolutive dell'Etna sono state accompagnate da significativi cambiamenti nella composizione del magma (Corsaro & Pompilio, 2004; Peccerillo, 2017), nello stile eruttivo (Del Carlo et al., 2004) e nei volumi emessi (Barreca, Branca, & Monaco, 2018; Branca & Ferrara, 2013). I prodotti vulcanici più antichi del vulcano Etna appartengono alla serie subalcalina (fase basale tholeiitica), che si è evoluta verso una serie alcalina tra 220 e 110 ka. La composizione del magma variava da alcali-basalti a trachiti durante le fasi del Timpe e dello Stratovulcano. Il magma alcalino con affinità sodica ha continuato a essere eruttato fino agli anni '70, dopo ha prevalso un magma con affinità potassica, che si è mantenuta costante fino ad oggi (Corsaro & Pompilio, 2004; Peccerillo, 2017).

Il passaggio da magmi subalcalini ad alcalini, avvenuto dopo i 220 ka, è stato spiegato con due ipotesi principali; alcuni studiosi suggeriscono la presenza di più sorgenti mantelliche distinte (Chester et al., 1975; Condomines et al., 1982) altri propongono l'ipotesi di una sorgente omogenea, che ha subito diversi gradi di fusione parziale (Tanguy, 1987; Tanguy et al., 1997; Corsaro & Pompilio, 2004).

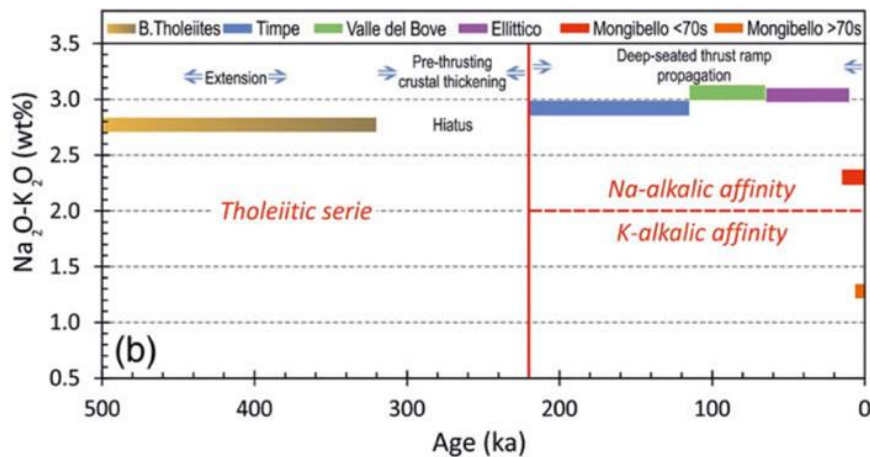


Figura 6 Variazione composizionale della sequenza vulcanica etnea nel tempo.

Ulteriori cambiamenti composizionali sono avvenuti principalmente all'interno del sistema magmatico crostale superficiale, dove i magmi primari si differenziano attraverso processi di miscelazione e cristallizzazione frazionata a diverse profondità (Corsaro & Pompilio, 2004; Peccerillo, 2017).

### **Variazioni dello stile eruttivo**

Gli studi tefrostratigrafici (analisi e correlazioni di strati di tefra) hanno rivelato che l'Etna è stato prevalentemente caratterizzato da eruzioni effusive per gran parte della sua storia eruttiva.

Nonostante ciò, negli ultimi 100 ka si sono verificate eruzioni esplosive di piccola-media entità, che variano da eventi stromboliani a sub-pliniani, e raramente eruzioni pliniane (Coltelli et al., 2000). L'attività esplosiva è aumentata notevolmente negli ultimi 4 ka; il numero di eruzioni esplosive laterali e di sommitali è aumentato significativamente, con un incremento del tasso eruttivo fino a quattro volte rispetto ai precedenti 8 ka. Un periodo particolarmente intenso di attività esplosiva sommitale è iniziato dopo l'eruzione subpliniana picritica di  $3.930 \pm 60$  BP, con un notevole aumento della frequenza e della magnitudo delle eruzioni esplosive, che è rimasta costante fino ai giorni nostri (Del Carlo et al., 2004). Recentemente, l'Etna ha dato origine a frequenti eruzioni esplosive sommitali, che rappresentano attività non comuni per un vulcano basaltico. Queste eruzioni si sono intensificate dagli anni '70 e, a partire dalla fine degli anni '90, sono stati registrati oltre 200 episodi parossistici, accompagnati da abbondanti emissioni di gas.

Le variazioni nello stile eruttivo sembrano essere correlate ai cambiamenti nella composizione del magma, probabilmente legati a una sorgente magmatica contaminata (Schiano et al., 2001) e/o a un prolungato tempo di residenza del magma nella crosta.



## 2.5 L'origine delle forze tettoniche e implicazioni

In Sicilia orientale, il campo di deformazione attuale è stato ben documentato negli ultimi trent'anni grazie a una serie di osservazioni strumentali, in particolare misurazioni GPS (Devoti et al., 2017; Palano et al., 2012). Queste misurazioni rivelano il comportamento deformativo della placca inferiore, rappresentata dal blocco Ibleo, e della placca superiore, che include la regione dei Nebrodi-Peloritani, caratterizzata da un allungamento.

Il campo di deformazione vicino alla superficie mostra un'espansione orizzontale positiva in gran parte dell'area etnea a nord del vulcano, mentre si osserva una contrazione a sud, lungo l'avanfossa di Catania-Gela. Sebbene le velocità differenziali GPS suggeriscano un'estensione leggera tra le due placche, la crosta sotto l'Etna è soggetta a un accorciamento, come indicato dalla componente di dilatazione orizzontale negativa del campo di deformazione. Questo fenomeno è collegato alla disattivazione, circa 200.000 anni fa, di un sistema di pieghe e spinte che deforma il basamento dell'Etna. Le stime del tasso di sollevamento a lungo termine del basamento pleistocenico del vulcano indicano valori tra 1,3 e 1,7 mm/anno, con un tasso di accorciamento di circa 1,4 mm/anno lungo un contatto di spinta inclinato di  $50^\circ$  verso nord. Questo contatto tettonico si appiattisce a una profondità di circa 5 km, probabilmente a causa di un contrasto reologico tra le rocce carbonatiche rigide degli Iblei e le falde terrigene sovrapposte della catena siciliana.

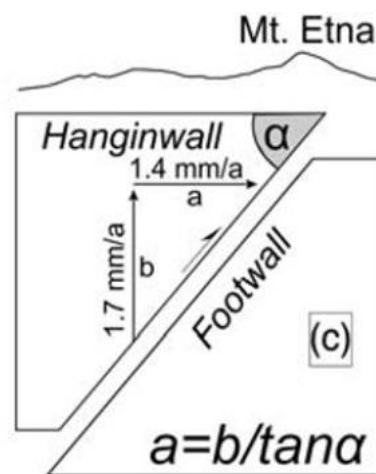


Figura 7 Tasso di accorciamento calcolato sotto il Monte Etna utilizzando il tasso di sollevamento a lungo termine del basamento dell'Etna e l'inclinazione della faglia di sovrascorrimento.

Le osservazioni suggeriscono che la deformazione sotto l'Etna sia principalmente causata da una grande rampa di spinta orientata verso sud-est, che forma una zona di taglio profonda fino a 35 km (De Guidi et al., 2015; Lavecchia et al., 2007). Questo accorciamento della crosta, iniziato circa 330.000 anni fa, ha probabilmente determinato la transizione da un regime tettonico estensionale a uno compressivo, causando la fine del vulcanismo tholeiitico correlato allo stiramento crostale. L'accumulo di stress tettonico e la propagazione della rampa di spinta hanno ispessito la crosta fino a 35 km sotto l'Etna, aumentando la pressione litostatica. Questo sovraccarico litostatico (+250 MPa rispetto al settore ibleo adiacente) ha probabilmente limitato la decompressione del mantello, riducendo il grado di fusione parziale e favorendo la formazione di magmi alcalini piuttosto che tholeiitici.

Il passaggio da magmi subalcalini ad alcalini, avvenuto circa 200.000 anni fa, è stato probabilmente condizionato da questo ispessimento crostale e dall'emergere di una barriera strutturale. La

centralizzazione del sistema vulcanico ha portato a un progressivo aumento del tempo di residenza del magma nella crosta, favorendo processi di cristallizzazione frazionata.

Questi processi hanno avuto un impatto significativo durante la fase del vulcano Ellittico (60–15 ka), quando il magma è evoluto da alcalino-basaltico a trachitico a causa del raffreddamento, della cristallizzazione e dell'essoluzione di volatili. L'accumulo di gas volatili ha innescato le eruzioni pliniane che hanno concluso l'attività dell'Ellittico circa 15.000 anni fa (Coltelli et al., 2000).

La deformazione dell'edificio vulcanico dell'Etna è stata caratterizzata da un'espansione costante, con un tasso di dilatazione lineare di 0,9% all'anno. Questo suggerisce che una parte significativa del magma in risalita sia rimasta intrappolata all'interno del vulcano, impedendo il trasferimento verso la superficie. Le fratture radiali che attraversano l'Etna sono probabilmente il risultato di accumulo e raffreddamento del magma all'interno del vulcano, con conseguente formazione di una cupola intrusiva.

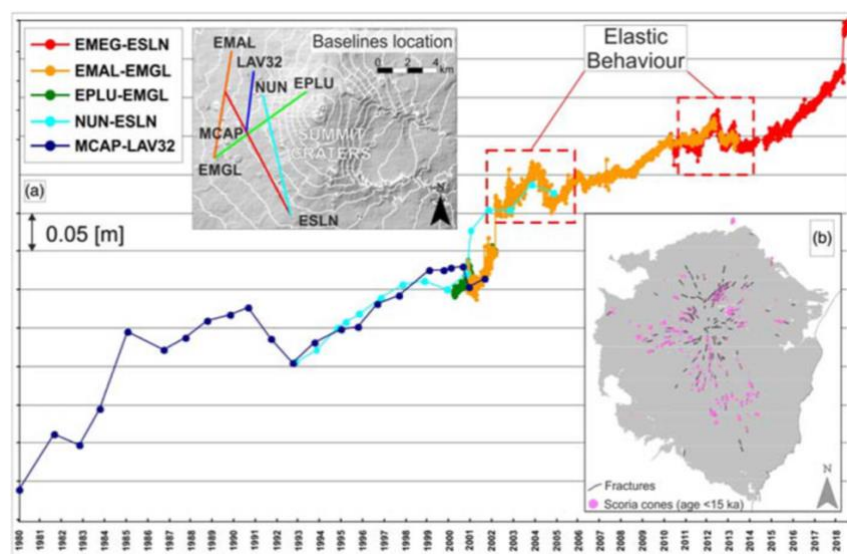
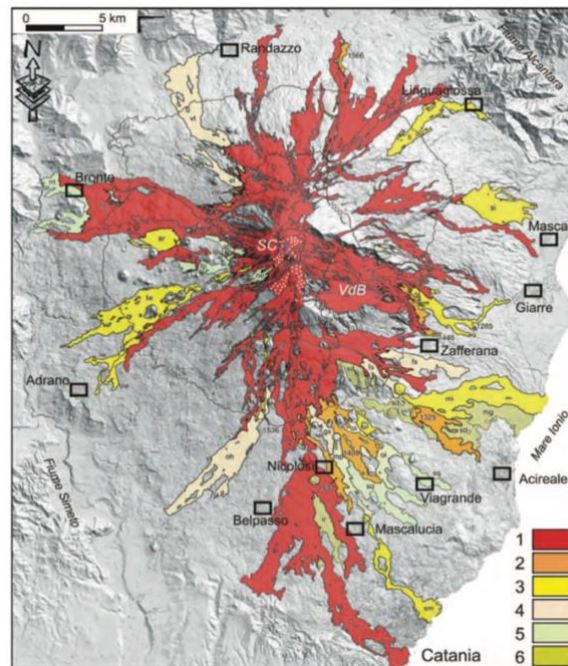


Figura 8 (a) Serie temporali (1980–2018) delle variazioni di lunghezza tra alcuni punti di riferimento situati nella parte occidentale del Monte Etna. (b) Fratturazione radiale che interessa l'intero vulcano (considerata come l'espressione del rigonfiamento vulcanico risultante dal progressivo accumulo di magma al suo interno).

## 2.6 Storia eruttiva



*Figura 9 Mappa schematica dei prodotti vulcanici dell'Etna eruttati durante gli ultimi 2400 anni (modificata da TANGUY et alii, 2012); 1) colate laviche e coni di scorie post-1600; 2) colate laviche e coni di scorie del 1300-1600; 3) colate laviche e coni di scorie del 1000-1300; 4) colate laviche e coni di scorie del 476-1000; 5) colate laviche e coni di scorie 122 a.C.-476 d.C.; 6) colate laviche e coni di scorie pre-122 a.C.*

***Periodo storico (dal 122 a.C. in avanti)***

L'analisi delle eruzioni dell'Etna nel "periodo storico" inizia con l'eruzione pliniana del 122 a.C., che causò danni significativi alla città di Catania. Tuttavia, molte delle eruzioni precedenti non sono ben documentate a causa della mancanza di fonti storiche affidabili o di interesse scientifico. Attraverso l'utilizzo di moderne tecniche di datazione, come l'archeomagnetismo e la datazione isotopica, si è scoperto che l'80% delle colate laviche precedentemente attribuite a eruzioni storiche, in realtà non corrispondono agli eventi riportati nei documenti storici. Questa discrepanza ha portato a rivedere le cronologie eruttive precedenti e alla creazione di nuove mappe schematiche.

### *Eruzioni greco-romane (dal 479 a.C. al 44 a.C.)*

Le fonti storiche descrivono alcune eruzioni significative durante il periodo greco-romano. Tra queste, l'eruzione del 396 a.C. bloccò l'esercito cartaginese, come riportato da Diodoro Siculo, e quella del 479 a.C., di cui però non è stata identificata la localizzazione esatta. L'eruzione pliniana del 122 a.C. è una delle più importanti, avendo prodotto importanti danni alla città di Catania. Durante lo stesso periodo vi sono state eruzioni esplosive, come quella del 44 a.C., che produsse una colata piroclastica che raggiunse Reggio Calabria.

### *Medioevo e periodo post-romano*

Le eruzioni del periodo medievale non sono ben documentate. L'eruzione del 252 d.C., dopo il martirio di Santa Agata, è l'unica riportata con chiarezza nelle cronache del primo millennio. L'attività vulcanica continuò in modo intermittente durante il Medioevo, con eruzioni nel 476 d.C. e

altre ancora nel periodo compreso tra il 1000 e il 1300, come quella del Monte Sona e la colata del Monte Ilice, che raggiunse la costa.

### ***Età moderna (dal 1300 al 1600)***

Il periodo compreso tra il 1300 e il 1600 è caratterizzato da una serie di eruzioni laterali significative. Tra le più importanti vi è quella del 1329, che generò una colata lavica distruttiva nel basso versante sud-orientale, e l'eruzione del 1444, seguita da un crollo del cratere centrale. Questo periodo vide anche l'eruzione del 1408, che provocò danni considerevoli all'agricoltura e alle foreste vicine.

### ***Eruzioni del XVII secolo***

L'eruzione più famosa di questo secolo è quella del 1669, uno degli eventi vulcanici più distruttivi nella storia dell'Etna. Durante quest'eruzione furono eruttati circa 600 milioni di metri cubi di lava, che coprono una vasta area, distruggendo nove paesi e parte della città di Catania. La colata raggiunse il mare e si fermò contro le mura del castello Ursino.

### ***XVIII e XIX secolo***

Dopo l'eruzione del 1669, l'attività vulcanica dell'Etna diminuì fino al 1727, con solo poche eruzioni minori. Nel corso del XVIII secolo, l'attività sommitale divenne più importante, con eventi eruttivi nel 1763 e nel 1787. Il XIX secolo vide una ripresa dell'attività laterale, con eruzioni nel 1809, 1811, 1832 e 1843. Quest'ultima eruzione causò 59 vittime a causa di un'esplosione freatica vicino al fronte lavico.

### ***Eruzioni del XX secolo***

L'attività eruttiva del XX secolo fu segnata da numerose eruzioni laterali, inclusa quella del 1928, che distrusse il paese di Mascali. Negli anni '50 ci fu un'intensa attività sommitale, con emissioni laviche praticamente continue dal cratere di Nord-Est tra il 1955 e il 1971. Tra il 1971 e il 1991 si verificarono quindici eruzioni laterali. L'eruzione del 1991-1993 è stata una delle più voluminose, con la produzione di una quantità di lava quadruplicata rispetto ai due secoli precedenti.

### ***Attività recente (XXI secolo)***

All'inizio del XXI secolo, si sono verificate due grandi eruzioni nel 2001 e nel 2002-2003, che hanno coinvolto i versanti sud e nord-est del vulcano. Queste furono caratterizzate da un'intensa attività esplosiva. Successivamente, nel 2008-2009, si verificò un'altra eruzione laterale, e dal 2011 il cratere di Sud-Est ha continuato a produrre numerosi episodi di fontane di lava, contribuendo alla crescita di un nuovo cono.

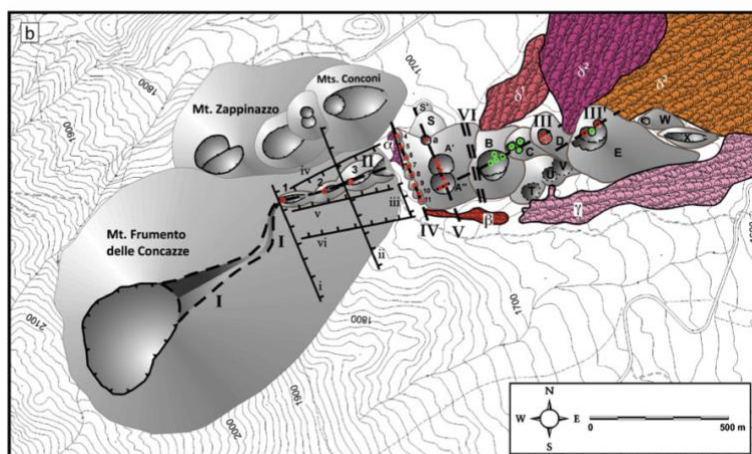
Adesso che abbiamo una panoramica della storia eruttiva dell'Etna, discuteremo nello specifico dell'eruzione del 65 e del 28:

### 2.6.1 Eruzione 1865

L'area interessata dall'eruzione del 1865 si colloca tra alcuni importanti elementi morfostrutturali del vulcano: la faglia di Pernicana a nord, le faglie di Ripa della Naca e Ripa di Piscio a sud-est, il bordo settentrionale della depressione della Valle del Bove a sud, e la frattura del Rift nord-orientale a nord-ovest. Prima del 1865 in questa area si erano formati diversi coni piroclastici preistorici, tra cui il Monte Corvo, Monte Baracca, Due Monti e Monte Frumento delle Concazze. L'eruzione del 1865, che ha portato alla formazione dei Monti Sartorius, ha rappresentato una ripresa dell'attività in quest'area, seguita da eruzioni successive nel 1928, 1971 e 1979.

#### *Caratteristiche Morfo-Tettoniche dell'Area dei Monti Sartorius*

L'eruzione del 1865 si è verificata lungo un sistema di fratture radiali orientate ENE-WSW, che si estendevano dal Monte Frumento delle Concazze verso il basso. A queste si affiancava un secondo sistema di fratture orientate NNW-SSE, che rifletteva una tendenza strutturale più ampia dell'Etna. Le fratture eruttive principali segnalate dalle fonti storiche si allineano con la distribuzione dei coni piroclastici e dei depositi vulcanici.



*Figura 10 Mappa morfo-tettonica principale delle caratteristiche dei Monti Sartorius e dell'area circostante, rilevate da resoconti storici e studi recenti. Includono due serie di fratture eruttive: ENE-WSW (I-III) e NNW-SSE (IV-VI), scarpate di faglia (i-v), conetti di scorie (I-III) e conetti di lapilli formati durante l'eruzione del 1865 (4-E, chiamati Monti Sartorius) e precedenti (S-X). Le lettere greche (α-θ) indicano i rami lavici distinti eruttati in tempi diversi. La maggior parte dei punti eruttivi, non più visibili, sono stati ricostruiti in base ai resoconti storici (cerchi rossi); alcuni sono stati osservati da studi sul campo (cerchi verdi).*

Il campo di lava prodotto dall'eruzione si estende per circa 7 km di lunghezza e 2,5 km di larghezza, con colate prevalentemente del tipo AA. Le fonti storiche, come le relazioni di Grassi (1865) e Silvestri (1867), descrivono l'apertura di più fratture e la formazione di vari coni di spatter (piccoli coni formati da schizzi di lava fusa) e coni di scorie, i più grandi dei quali costituiscono oggi i Monti Sartorius.



## ***Prodotti dell'eruzione del 1865***

### ***Depositi Vulcanici Pre-1865***

La maggior parte dell'attività vulcanica del 1865 si è sovrapposta a un altopiano circondato da coni piroclastici preistorici. Durante alcuni studi, sono stati identificati vari depositi vulcanici più antichi, che includono edifici e colate laviche preesistenti. Questi depositi testimoniano l'attività eruttiva dell'Etna in periodi precedenti all'eruzione del 1865.

### ***Coni di Spatter (1-3 e 4-11)***

La prima attività eruttiva, più moderata, ha portato alla formazione di tre coni di spatter allineati lungo la frattura radiale principale. Questi piccoli coni, alti pochi metri, rappresentano una fase iniziale e meno intensa dell'eruzione. Successivamente, un secondo gruppo di otto coni si è formato lungo la frattura NNW-SSE.

### ***Edifici A-E (Monti Sartorius)***

I Monti Sartorius sono i coni principali formati durante l'eruzione del 1865, con diametri alla base che variano tra i 55 e i 220 metri e altezze tra i 25 e i 70 metri. L'edificio A è composto da due coni coalescenti con tre crateri sommitali, tutti allineati lungo la frattura NNW-SSE. I coni B, C e D sono stati attivi contemporaneamente e hanno contribuito all'emissione di colate laviche dai loro versanti settentrionali.

### ***Fratture Eruttive e Colate***

Le fratture eruttive osservate sul campo, in combinazione con i dati storici, suggeriscono che l'eruzione del 1865 sia stata alimentata da fratture radiali che si estendono dalla base del Monte Frumento delle Concazze. Le colate laviche prodotte durante l'eruzione del 1865 si estendono in varie direzioni dal gruppo di coni dei Monti Sartorius. Le colate principali si sono propagate dai versanti settentrionali degli edifici B, D ed E, formando un campo di lava che si estende per diversi chilometri. Sul campo si possono individuare colate AA ben conservate, anche se in parte sepolte da depositi successivi.

## 2.6.2 Eruzione 1928

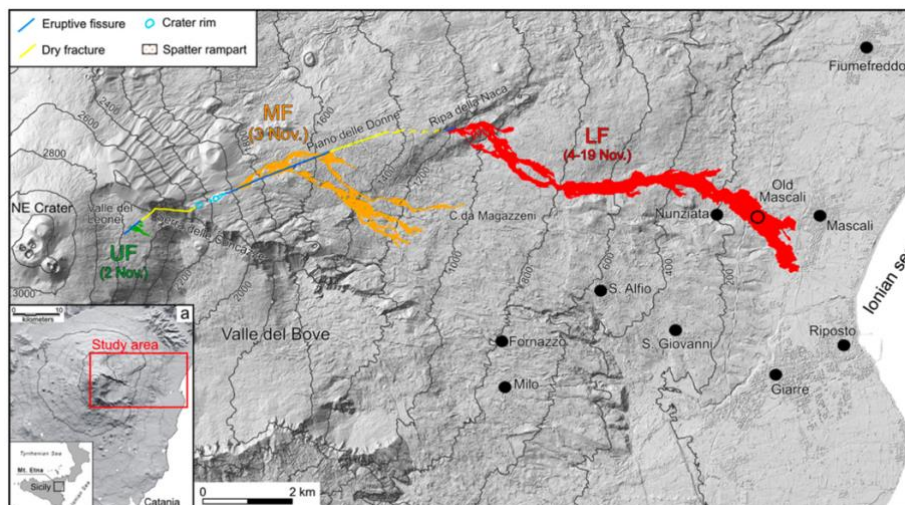


Figura 11 Mappa dell'eruzione del 1928 sul fianco nord-orientale dell'Etna. Una parte dell'area di studio si trova all'interno della regione dell'Etna. I colori rappresentano le lave prodotte da tre diverse fratture. In rosso la lava emessa dalla frattura inferiore (LF, 16-18 novembre), in arancione la lava emessa dalla frattura mediana (MF) e in verde la lava emessa dalla frattura superiore (UF).

L'eruzione laterale del 1928 del Monte Etna ha interessato tre principali fratture eruttive, denominate frattura superiore (UF), frattura mediana (MF) e frattura inferiore (LF), e ha prodotto una notevole quantità di lava, distruggendo il paese di Mascalì. Le analisi scientifiche svolte sull'eruzione si sono concentrate su tre aspetti principali: **l'evoluzione del campo lavico, il volume della lava e le tendenze del tasso di effusione**. Questi dati sono stati ricavati sia da misurazioni sul campo sia dall'analisi di fotografie aeree storiche.

- La frattura superiore, localizzata a un'altitudine compresa tra 2600 m e 2550 m s.l.m., ha dato origine a un breve episodio eruttivo caratterizzato da attività stromboliana e flussi lavici minori. L'eruzione dalla frattura è iniziata il 3 novembre 1928, con la formazione di una fessura di 3,2 km di lunghezza sulla parete settentrionale esterna della Valle del Bove. L'attività esplosiva è stata intensa e accompagnata dalla formazione di crateri a pozzo e da colate di lava che si sono propagate fino a un'altitudine di circa 1020 m s.l.m. Il flusso principale invece, è stato prodotto dalla frattura inferiore, situata a un'altitudine di 1200 m s.l.m., che ha generato un campo lavico che ha raggiunto il paese di Mascalì.
- Le misurazioni della lava hanno permesso di calcolare che l'area totale coperta dalle colate laviche del 1928 è stata di  $4,38 \times 10^6 \text{ m}^2$ , con una lunghezza massima di 9,4 km. Il volume totale della lava è stato stimato in  $52,91 \pm 5,21 \times 10^6 \text{ m}^3$ , un dato che risulta significativamente più elevato rispetto alle prime stime. Le colate laviche hanno mostrato una morfologia prevalentemente di tipo AA. Le misurazioni delle colate laviche nella zona della frattura inferiore hanno indicato uno spessore medio della lava di circa 8 metri. Il campo lavico è stato suddiviso in dieci zone principali, ciascuna caratterizzata da uno spessore medio della lava, il che ha permesso di calcolare con precisione il volume totale del flusso. La frattura inferiore ha generato un flusso lavico che ha seguito un percorso ben definito, inizialmente incanalandosi nel torrente Pietrafucile e successivamente propagandosi lungo il Vallonazzo.

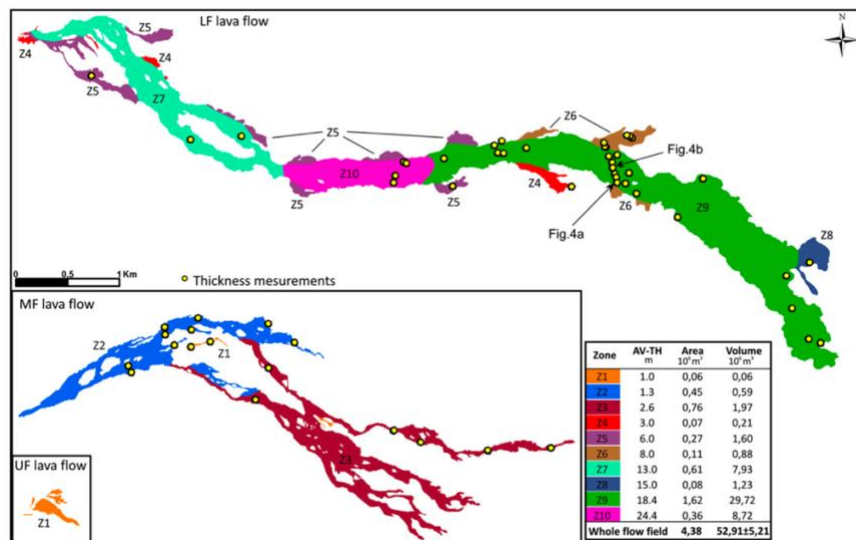


Figura 12 Suddivisione del campo lavico del 1938 dell'Etna in 10 colate laviche principali. La tabella riporta i valori medi dello spessore (AVT), l'area e il volume di ciascuna colata insieme alla loro area totale, volume e deviazione standard associata.

- Durante l'evoluzione del campo lavico, il tasso medio di effusione è stato calcolato a 38,5 m<sup>3</sup>/s, con un picco massimo di 374 m<sup>3</sup>/s registrato il 5 novembre, durante la fase di maggiore attività della frattura inferiore. Il tasso di effusione ha seguito un modello tipico delle eruzioni basaltiche, con un rapido incremento iniziale, seguito da una riduzione esponenziale durante i restanti 14 giorni di eruzione. Questo comportamento è coerente con i modelli di eruzioni basaltiche guidate da processi di de-pressurizzazione del serbatoio magmatico, in linea con il "modello di scarico idealizzato" proposto da Wadge (1981).

Oltre all'analisi del campo lavico e dei tassi di effusione, lo studio ha anche documentato l'impatto della frattura inferiore sull'abitato di Mascali. Il flusso lavico ha raggiunto la periferia di Mascali il 6 novembre e ha continuato a propagarsi, distruggendo completamente il paese il 7 novembre. I tentativi di deviare il flusso di lava mediante l'uso di esplosivi e canali artificiali non hanno avuto successo, e l'eruzione ha continuato fino al 19 novembre, quando l'attività si è gradualmente attenuata.



Figura 13 Fotografia scattata il 7 novembre, che mostra la lava che inghiotte Mascali e circonda la Chiesa di S. Leonardo (Fotografia per gentile concessione dell'Archivio Fotografico Toscano di Prato, Fondo Gaetano Ponte).

## 2.7 Confronto con l'evoluzione dei vulcani hawaiani

Per concludere, può essere interessante capire come vulcani originariamente simili seguano diverse evoluzioni a seconda dei diversi contesti tettonici.

Confrontando la storia evolutiva dell'Etna con quella dei vulcani basaltici delle isole Hawaii, infatti, emergono differenze significative. Secondo il modello evolutivo dei vulcani hawaiani proposto da Stearns (1946) e successivamente rivisitato da MacDonald et al. (1983) e Peterson & Moore (1987), questi vulcani attraversano una fase di costruzione principale, che si sviluppa dalla profondità sottomarina fino alla formazione di uno scudo lavico subaereo, seguita da una fase senile che porta alla formazione di un edificio stratovulcanico.

Per l'Etna, la somiglianza con i vulcani basaltici oceanici si riscontra inizialmente durante il Supersintema Basale Tholeiitico. Tuttavia, lo sviluppo dello scudo lavico durante il Supersintema delle Timpe è stato limitato rispetto ai vulcani hawaiani, e l'attività successiva ha portato alla formazione di piccoli centri vulcanici piuttosto che di un grande scudo lavico diffuso. Questa differenza è attribuibile a vari fattori, tra cui la diversa composizione del magma e il contesto tettonico più complesso sotto l'Etna rispetto ai vulcani oceanici.

I magmi dell'Etna sono infatti tipicamente ricchi di volatili, a causa delle differenti caratteristiche della sorgente del mantello e della maggiore densità della crosta (Corsaro & Pompilio, 2004b). Mentre invece dal punto di vista tettonico, il vulcano Etna si trova in un contesto geologicamente molto complesso, al confine tra la catena appenninico-maghrebide a nord e il bacino di avanfossa a sud. In aggiunta il rapido passaggio da un regime compressivo a uno tensionale, che ha caratterizzato gli ultimi 130 ka, ha portato alla formazione di un complesso stratovulcano al posto di un tipico vulcano a scudo basaltico.

## 3. Stratigrafia

### 3.1 Strutture

L'ordine secondo cui sono state descritte le strutture, riflette il processo che va dalla formazione di un'eruzione e del materiale associato (juvenile, bombe, blocchi), passando per la costruzione di strutture vulcaniche (coni, depositi di spatter, colate), fino a strutture derivate o erose (argini, tunnel, crateri).

- **Esplosioni freato magmatiche:** Esplosioni causate dall'interazione tra magma e acqua, generando bolle gassose che aumentano la pressione e frammentano le pareti vulcaniche, espellendo litici e blocchi.
- **Materiale juvenile:** Materiale magmatico espulso durante un'eruzione, ancora caldo e in fase di solidificazione.



*Figura 14 Materiale juvenile all'uscita di una frattura eruttiva. Scala lunghezza linea  $l = 35/40\text{cm}$ .*

- **Bomba:** Frammenti piroclastici di dimensione superiore a 64 mm, espulsi incandescenti durante un'eruzione e solidificati in volo.
- **Blocco:** Frammenti di grandi dimensioni, già solidi al momento dell'emissione, spesso strappati dalle pareti del condotto vulcanico.



*Figura 15 Blocco in prossimità di un cono monogenetico. Look 150N/160N. Scala lunghezza linea  $l = 30\text{cm}$  (cartelletta)*



- **Litico:** Frammenti preesistenti dell'edificio vulcanico strappati e trasportati durante l'eruzione, emessi freddi e solidi.



*Figura 16 Foto di Alessia Ponzellini. Scala linea l = 15cm.*

- **Cynder cone:** Coni di scorie formati da eruzioni a fontana, dove il materiale ricade e si deposita già raffreddato, senza coprire uniformemente la superficie.
- **Coni monogenetici:** Formazioni vulcaniche originate da un singolo evento eruttivo, spesso di tipo fissurale, con depositi stratificati e orlo ribassato che segna l'unione di torrioni di spatter.



*Figura 17 Coni monogenetici. Look 070N. Scala linea l = 70m circa. Foto di Matteo Comolli*

- **Depositi spatter:** Materiale magmatico espulso da fratture, che si dispone parallelamente alla frattura e tende a mantellare la topografia esistente formando strutture a topografia positiva.



*Figura 18 Depositi di spatter. Look 125N. Scala linea l = 30cm*

- **Torrioni di spatter:** Strutture a forma di torre formate dalla solidificazione del magma in uscita da fratture, in continua crescita.



*Figura 19 Torrione di spatter in prossimità di una frattura eruttiva. Look 310N. Scala linea  $l = 1.85m$ . Foto di Matteo Comolli*

- **Colate reomorfe:** Colate generate dal riaccumulo e dal successivo movimento della lava, originata dagli spatter ancora caldi.



*Figura 20 Colata reomorfe in cui è ben distinguibile la parte inferiore di tipo massivo e la parte superiore di tipo vescicolata. Look 350N. Scala linea  $l = 1m$ .*

- **Lave a corde:** Colate laviche caratterizzate da una superficie liscia e forma a corde, indicativa di una bassa viscosità del magma.



*Figura 21 Lave a corde in prossimità di una frattura eruttiva. Scala lunghezza linea  $l = 25cm$*

- **Colata lavica 'A'ā:** Colate laviche con una superficie fratturata e ruvida, dovuta alla solidificazione superficiale che si rompe durante lo scorrimento.



Figura 22 Colata lavica di tipo aa. Look 065N. Scala linea  $l = 1m$  (da vicino)  $l_2 = 500m$  (da lontano).

- **Argini di colata:** Strutture che confinano il flusso lavico, definendo il percorso della colata.



Figura 23 Argine di colata. Look 120N. Scala rettangolo  $l = 1,50m$  circa.

- **Tunnel lavico:** Cavità sotterranee formate dallo svuotamento del canale interno di una colata lavica, quando la lava superficiale si solidifica mentre quella interna continua a scorrere.



Figura 24 Tunnel lavico. Look 040N. Scala linea  $l = 70/80cm$ .

- **Striature laviche:** Linee o incisioni sulla superficie solidificata della lava, causate dall'attrito durante il suo scorrimento.



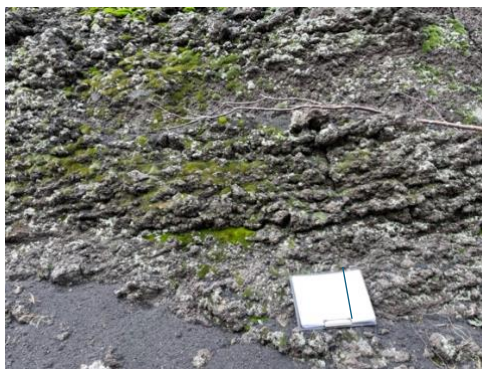


Figura 25 Striature di scorrimento lavico sull'argine del canale di colata lavica. Look 130N. Scala lunghezza linea  $l = 30\text{cm}$ .

- **Ogive:** Formazioni a gradini o scalini sulla superficie della colata lavica, che seguono la topografia e indicano la direzione del flusso.



Figura 26 Le ogive indicate dentro al rettangolo. Ogive in colata lavica aa. Look 070N. Scala da vicino lunghezza linea  $l = 1,50\text{m}$  circa.

- **Lava tree mold:** Strutture circolari lasciate dal contatto tra la lava e un albero, che si fonde lasciando una cavità nel flusso lavico.



Figura 27 Lava tree molde in colata lavica. Scala lunghezza linea  $l = 40\text{cm}$  (cartelletta).

- **Dicco:** Intrusione magmatica che taglia attraverso strati di roccia preesistenti, formando una struttura verticale o inclinata.



Figura 28 Dicco verticale nella sua porzione sommitale che va a raccordarsi con la colata. Look 090N. Scala lunghezza linea  $l = 80\text{cm}$ .

- **Morfologia a cratere:** Cratere di origine magmatica, solitamente formatosi per collasso, situato lungo una frattura o caldera vulcanica.



Figura 29 Depressione che si trova lungo la frattura eruttiva detta morfologia a cratere. Look 070N. Scala lunghezza linea  $l = 1,60/1,70\text{m}$ .

- **Sinkhole:** Depressione o cavità nella superficie terrestre non di origine vulcanica, dovuta al collasso di terreni superficiali.



## 3.2 Stratigrafia

### 3.2.1 Colate dell'Ellittico

Le colate dell'Ellittico sono state identificate tra la quota di 2300 m s.l.m. e 2000 m s.l.m. e sono suddivise in due tipologie principali: colate reomorfiche in discordanza angolare tra l'Ellittico e il Mongibello, e lave a plagioclasti. In particolare, presso lo stop 13, la colata dell'Ellittico, più antica, presenta una discordanza angolare rispetto alla colata del 1928, che appartiene alla fase eruttiva attuale del vulcano Mongibello. La colata più recente (1928) ha una giacitura periclinale, con strati paralleli al pendio, mentre la colata ellittica ha una diversa inclinazione. Il collasso parziale del cono dell'Ellittico all'interno del cratere formatosi nel 1928 ha creato una topografia negativa, mettendo in evidenza la discordanza tra le colate (giaciture: 235/55 – 210/30).

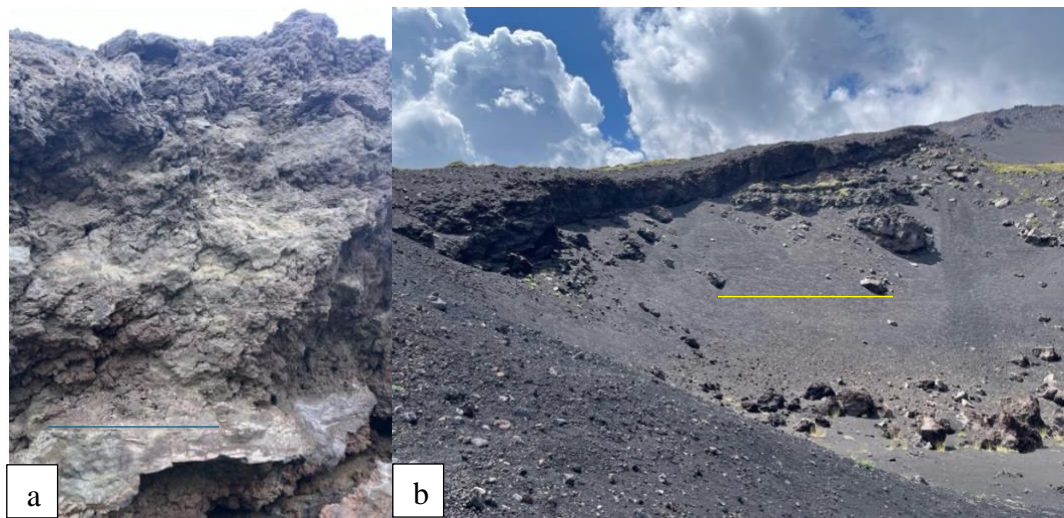


Figura 26 a: Colate in discordanza Ellittico – Mongibello. Contatto litologico in discordanza angolare. Look 180N. Scala lunghezza linea l = 1m. b: Colate in discordanza e contatto litologico visti a grande scala. Look 160N. Scala lunghezza linea l = 50m.

Le lave a plagioclasti sono formate da quattro colate sovrapposte, ciascuna con uno spessore di circa 80 cm presso lo stop 15, dove si trovano a contatto con la colata del 1928. Il campione a mano mostra una tessitura porfirica, con una pasta di fondo grigio scuro e un indice di porfiricità del 15%-20%. I minerali leucocrati, in particolare i plagioclasti, sono prevalenti, con dimensioni che variano da sub-millimetriche a sub-centimetriche.



Figura 27 Colata con evidenti plagioclasti bianchi. Scala lunghezza bussola = 8cm

Scendendo di quota (stop 16), lo spessore delle colate aumenta fino a 90 cm, mentre si osserva un incremento dei minerali mafici rispetto allo stop precedente. A quote ancora più basse (stop 17), lo spessore delle colate diminuisce progressivamente fino a circa 40 cm. Le giaciture delle colate rilevate agli stop 15, 16 e 17 sono rispettivamente: 005/45, 072/35 e 340/27.

### 3.2.2 Crateri pre 1865

A quota 1850 m s.l.m. (stop 3, 4, 5) si osservano due coni monogenetici, parzialmente coperti da vegetazione e caratterizzati da una struttura interna ribassata e scoriacea. Questi coni sono legati ad un antico spatter, formatosi probabilmente in seguito ad eruzioni fissurali causate dalla risalita di un dicco. La frattura centrale associata a queste eruzioni ha un'orientazione di N80°. L'analisi dei campioni raccolti ha permesso di stabilire che i due coni condividono la stessa origine magmatica e, di conseguenza, possono essere correlati anche dal punto di vista temporale, indicando che siano stati generati durante un singolo evento eruttivo.

La presenza di una colata adiacente, di cui è nota l'età, e la datazione di altri coni nella stessa area, suggeriscono che questo corpo monogenetico sia stato formato prima dell'eruzione del 1865.

### 3.2.3 Crateri del 1865

I Monti Sartorio, identificati come una serie di coni monogenetici con orientazione N65°-N70°, sono ricoperti da scorie vulcaniche e vegetazione, e presentano caratteristiche tipiche dei *cynder cone*. Attorno a questi coni, si sono successivamente inserite colate laviche e depositi di spatter. Osservando il cono situato presso lo stop 9, si nota che esso non è ben definito e manca di copertura scoriacea, probabilmente a causa della fuoriuscita di colate calde che hanno rimodellato la struttura originale. Alla base dei coni si trovano ulteriori depositi di spatter e colate laviche successive, suggerendo che l'eruzione sia stata alimentata in momenti diversi tramite la frattura eruttiva.

Nell'intorno di questi coni sono stati identificati anche bocche eruttive, bombe, blocchi e torrioni di spatter, tipici dei processi eruttivi successivi. Un campione prelevato presso la base di uno di questi coni (stop 35) mostra una tessitura porfirica con una pasta di fondo grigia e un indice di porfiricità del 30%. I minerali presenti, di dimensione millimetrica, sono pochi e di piccole dimensioni, con caratteristiche simili a campioni raccolti in coni a nord e sud, come nello stop 9. Questa somiglianza indica che i coni monogenetici dei Monti Sartorio derivano dallo stesso evento eruttivo.

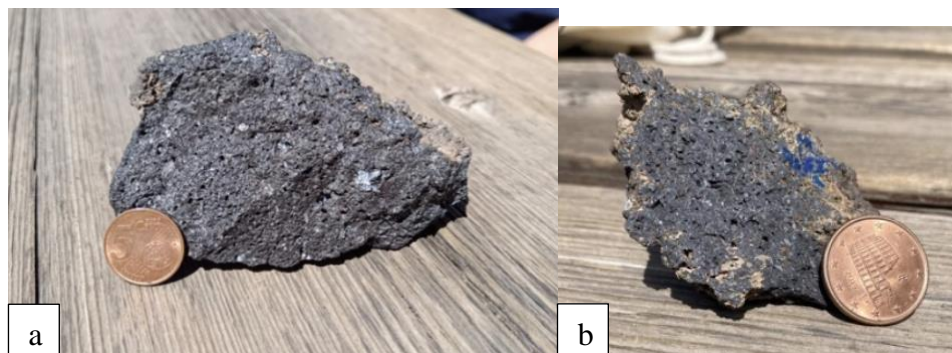


Figura 28 a: campione stop 9. Scala moneta  $d = 1,5$  cm. b: campione stop 35. Scala moneta  $d = 1,5$  cm

### 3.2.4 Colata del 1928

Questa colata, la più estesa tra quelle rilevate, si sviluppa per oltre 1000 metri di dislivello, allineata lungo una serie di coni monogenetici con direzione N70°, e appartiene alla tipologia di colate AA. Presso lo stop 13, si può osservare una discordanza tra questa colata e quelle più antiche del periodo Ellittico.



Figura 29 Depressione con morfologia a cratere (stop 13). Look 070N. Scala lunghezza linea  $l = 2m$ .

Scendendo di quota, la colata si divide in due braccia parallele, dove si trovano diverse bocche eruttive. In una di queste bocche (stop 23), è ben visibile la parete con flussi sovrapposti che portano al dicco di alimentazione. La parete opposta mostra materiale *juvenile*, probabilmente legato alla ricaduta di materiale caldo con le tipiche forme a goccia.



Figura 30 Flussi di colata lavica sovrapposti all'interno della frattura eruttiva. Look 210N. Scala lunghezza  $l = 1m$ .

Proseguendo verso sud-est, presso lo stop 24, si trova il canale di scorrimento della colata, ormai svuotato. A causa del calore elevato e della velocità del flusso, la colata non ha formato argini propri e ha seguito la topografia preesistente. Lungo il canale, si osservano striature di scorrimento incise dal flusso lavico.



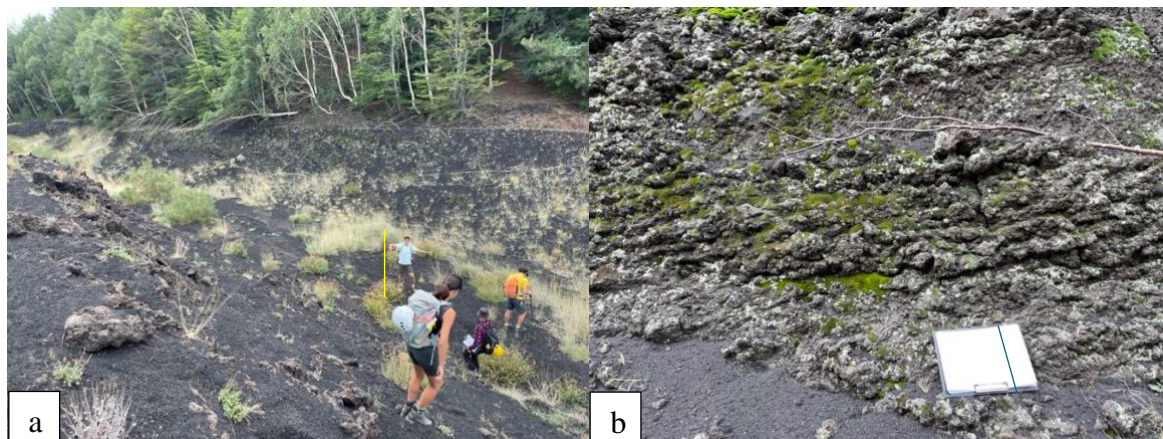


Figura 31 a: Canale di scorrimento della colata. Look 110N. Scala lunghezza linea  $l = 2\text{m}$ . b: Striature di scorrimento. Look 130N. Scala lunghezza linea  $l = 30\text{ cm}$ .

La colata termina inserendosi in un cono monogenetico di età precedente (stop 25), dove è possibile confermare la presenza del dicco di alimentazione e osservare colate reomorfiche con strati che variano da orizzontali a verticali.



Figura 32 Parte superficiale del dicco che origina e alimenta la colata. Look 065N. Scala lunghezza linea  $l = 3\text{m}$  circa.

In vari punti lungo la colata, come presso lo stop 22, sono presenti fratture eruttive di tipo concoide, larghe circa 50 cm, con materiale juvenile visibile lungo le pareti e depositi di spatter ai lati. Inoltre, si rinvencono strutture circolari tipiche come i *lava tree molds*, indicativi della presenza di alberi di età precedente alla colata.

Un campione prelevato presso lo stop 7 presenta una tessitura porfirica con pasta di fondo grigio scuro, un indice di porfiricità del 10%, e minerali mafici più abbondanti e di dimensioni maggiori rispetto ai leucocrati, in particolare olivina e pirosseno. Ulteriori campioni lungo la colata mostrano composizioni mineralogiche analoghe, suggerendo che l'intera colata sia stata alimentata da un unico evento eruttivo, con differenze minime tra le varie porzioni del flusso.

Infine, la colata si inserisce in altre depressioni, come osservato negli stop 27 e 28, dove si può notare il dicco di alimentazione e i resti di spatter, a conferma del legame con la frattura eruttiva sottostante.



*Figura 33 Resti di spatter in prossimità del dicco. Scala lunghezza linea  $l = 10\text{cm}$ .*

### **3.2.5 Colata del 1971**

Questa colata non è stata oggetto di studio diretto tramite campioni a mano, ma è stata documentata esclusivamente attraverso metodi cartografici. In assenza di analisi sul campo, la sua descrizione si basa unicamente su dati cartografici.



*Figura 34 Colata del 1971 al di sopra della colata del 1928. Look 220N. Scala rettangolino  $l = 2,5\text{ m}$  circa. Foto di Nicola Mambretti*



### 3.2.6 Colata del 1979

L'origine di questa colata è situata intorno ai 2050 m s.l.m. (stop 12), dove è stata identificata la bocca eruttiva principale. Lungo le pareti di questa bocca, si osservano materiali juvenile e striature vulcaniche dovute all'attrito causato dal movimento del magma. In corrispondenza della bocca, si possono distinguere lave a corde, la cui convessità indica la direzione e il verso della frattura eruttiva. Dopo questo punto, la colata evolve in una colata di tipo AA e prosegue fino a terminare in *on lap* su un cono monogenetico formatosi prima del 1865.



*Figura 35 Origine della frattura eruttiva della colata del 1979. Look 160N. Scala lunghezza  $l = 2m.$*

La colata è stata rilevata e cartografata tra quota 1740 m s.l.m. e 2050 m s.l.m., e lungo il suo percorso sono presenti depositi di spatter, una frattura eruttiva (come mostrato in Fig. 17.1), materiale scoriaceo, e un canale con argini. Tra quota 1885 m e 2020 m s.l.m. (stop 11), sono state misurate larghezze variabili della colata, da un minimo di 11 m a un massimo di 47 m, con porzioni intermedie di 27 m. La colata sovrappone i prodotti della colata del 1928, confermando la sua relazione stratigrafica tramite onlap (deposizione sovrapposta lungo una superficie preesistente).

Lungo la frattura eruttiva che ha alimentato la colata si trovano ulteriori bocche eruttive con striature magmatiche e lave a corde. Le aperture delle bocche misurano rispettivamente 20 cm, 40 cm e 35 cm, con orientazione N070°E, rappresentando lo spessore del dicco eruttivo.



Figura 36 Bocche eruttive lungo frattura eruttiva del 1979. Look 070N. Scala foto a  $l = 50/60\text{cm}$ . Scala foto b  $l = 40\text{cm}$ .

Un campione prelevato da questa colata mostra una tessitura porfirica, con una pasta di fondo grigio scuro più scura rispetto a quella della colata del 1928. I minerali presenti variano da dimensioni millimetriche a sub-millimetriche.

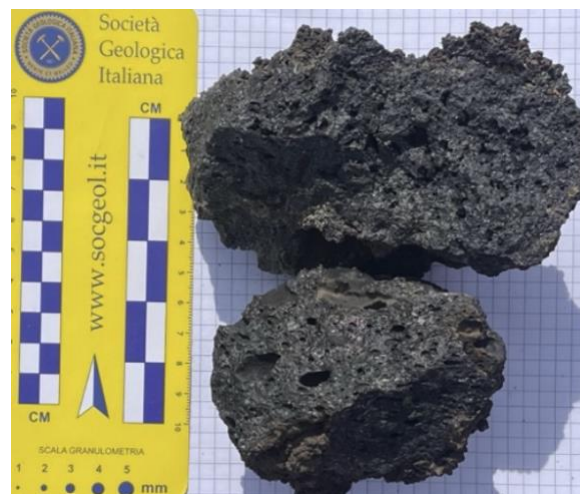


Figura 37 Campioni delle colate 1979 (in alto) e 1928 (in basso). Immagine di Matteo Comolli

## 4. Geologia strutturale

### 4.1 Frattura eruttiva

#### *Definizione e Caratteristiche*

Una frattura eruttiva è una struttura geologica che si forma in aree vulcaniche a seguito della risalita di magma, che provoca l'apertura di una frattura sulla superficie terrestre. Attraverso queste fratture, il magma può raggiungere la superficie, generando colate laviche e depositi vulcanici. Le fratture eruttive, spesso associate a dicchi magmatici, sono tra le principali vie di fuoriuscita del magma in zone vulcaniche attive, come quella studiata nell'area rilevata.

#### *Sforzi e Orientamento della Frattura Eruttiva*

Le fratture eruttive presentano orientamenti specifici, legati alla direzione degli sforzi tettonici e vulcanici. Questa configurazione degli sforzi determina l'apertura e la propagazione delle fratture, consentendo la risalita del magma.

L'organizzazione degli sforzi nella frattura eruttiva segue uno schema ben preciso:

- $\sigma_1$ , lo sforzo maggiore, è perpendicolare alla frattura, direzionato verticalmente.
- $\sigma_2$ , lo sforzo intermedio, si dispone parallelamente alla frattura.
- $\sigma_3$ , lo sforzo minore, è orizzontale e perpendicolare alla frattura stessa.

#### *Caratterizzazione della direzione della frattura eruttiva nell'area di rift vulcanico dell'Etna*

Nell'area rilevata, la maggior parte delle fratture eruttive segue un orientamento comune, con una direzione prevalente attorno a N 070°. Questa disposizione è tipica delle strutture vulcaniche della zona di rift est-nord-est dell'Etna, una regione caratterizzata da attività vulcanica recente e ancora attiva.

L'orientamento delle fratture eruttive segue una direzione comune, riflettendo la dinamica regionale della zona di rift dell'Etna, mentre i cambiamenti locali di direzione sono il risultato delle interazioni con altre zone tettoniche e strutturali.

Ad esempio, a Monte Zappinazzo (stop 36), è stato osservato un cambiamento di direzione della frattura eruttiva, con una diminuzione di 10°/15° da N 070° a N 060°/N 055°. Questo cambiamento di orientamento riflette la complessità del sistema tettonico dell'Etna; il cambio di direzione è registrato infatti al confine tra la zona di rift est-nord-est e la zona di rift nord-est.

#### *Torrioni di Spatter*

Uno degli elementi più caratteristici associati alle fratture eruttive sono i torrioni di spatter, strutture costituite da materiali lavici solidificati che si accumulano attorno alla frattura. Un esempio di queste formazioni è stato osservato nello stop 3 dell'area rilevata, dove i torrioni di spatter mostrano una disposizione degli strati di tipo quaquaversale, con strati che si inclinano partendo da un punto centrale in varie direzioni.



*Figura 38 Torrione di spatter in prossimità della frattura eruttiva. Look 060N. Scala lunghezza linea  $l = 4/5m$ .*

## 4.2 Frattura secca

### *Definizione e Caratteristiche*

Una frattura secca è una struttura di origine tettonica che si distingue dalle fratture eruttive per l'assenza di depositi magmatici al suo interno. Non contiene spatter, materiale juvenile, o altri segni di attività vulcanica, e si forma esclusivamente come risultato di movimenti tettonici senza alcuna interferenza diretta da processi magmatici. Le fratture secche sono frequentemente associate a zone di deformazione crostale e, a differenza delle fratture eruttive, non fungono da canali per la risalita del magma.

Questa distinzione è fondamentale poiché le fratture secche non presentano tracce di raffreddamento ai margini, come accade nelle strutture magmatiche, ma mostrano segni di semplice dislocazione del terreno.

### *Formazione delle Fratture Secche*

Le fratture secche si formano a causa di sforzi tettonici che inducono una deformazione della crosta terrestre. La loro formazione può avvenire in diversi contesti tettonici, ma è generalmente legata a regimi di estensione o compressione. Nel contesto dell'area studiata, le fratture secche sono spesso associate a faglie e altre strutture tettoniche che riflettono la dinamica regionale della crosta.

A differenza delle fratture eruttive, le fratture secche non presentano l'apertura necessaria per permettere la risalita del magma e non mostrano segni di processi vulcanici attivi. Esse possono, tuttavia, essere utilizzate per interpretare la direzione e la magnitudine degli sforzi tettonici che hanno agito nella regione.

### *Misurazioni e Orientazione delle Fratture Secche*

Nell'area rilevata, le fratture secche presentano una direzione che varia tra N 066° e N 070°, un orientamento che rispecchia l'andamento generale delle strutture tettoniche della zona. Le aperture misurate per queste fratture variano tra 30 cm e 40 cm, mostrando aperture minori rispetto alle faglie normali o alle fratture eruttive.



## 4.3 Dicco

### *Definizione e Caratteristiche*

I dicchi sono intrusioni magmatiche che si formano quando il magma risale attraverso fessure nella crosta terrestre, solidificandosi prima di raggiungere la superficie. Queste strutture si sviluppano verticalmente o sub-verticalmente e rappresentano una delle vie principali attraverso cui il magma si muove all'interno della crosta. Una volta solidificati, i dicchi formano strutture tabulari che possono variare notevolmente in spessore e lunghezza, a seconda della quantità di magma intruso e della dinamica della fessura che li ospita.



*Figura 39 Dicco affiorante della colata del 1928 (nel riquadro). Scala lunghezza linea l = 70cm.*

### *Dicchi e chilled margins*

Uno degli esempi più significativi di dicchi è stato osservato in corrispondenza dello stop 30, dove sono stati caratterizzati diversi dicchi all'interno di una frattura eruttiva. I dicchi in questa area sono particolarmente ben visibili, e in alcuni casi mostrano margini di raffreddamento, chiamati chilled margins, che rappresentano la porzione esterna del dicco, raffreddata rapidamente al contatto con le rocce circostanti. Questi margini sono meno vescicolati rispetto alla porzione centrale del dicco, che rimane più calda e protetta, con una vescicolazione ridotta rispetto alla parte esterna.



*Figura 40 Margine di raffreddamento a ridosso del dicco. Parte interna del dicco è vescicolata e parte esterna (margine) del dicco è vetrosa. Scala lunghezza linea l = 30cm.*



## Misurazioni dei Dicchi

Durante il rilevamento sono state effettuate misurazioni dettagliate su diversi dicchi per quanto riguarda lo spessore e la direzione. Ecco alcune delle misurazioni raccolte:

- Dicco con spessore di 30 cm e direzione N 060° E
- Dicco con spessore di 41 cm e direzione N 060° E
- Dicco con spessore di 42 cm e direzione N 063° E

La loro direzione è strettamente correlata agli sforzi tettonici e vulcanici che agiscono nella regione; infatti i dicchi tendono a formarsi parallelamente alla direzione dello sforzo massimo  $\sigma_1$  e perpendicolarmente allo sforzo minimo orizzontale  $\sigma_3$ .

## 4.4 Faglia

### Definizioni

La faglia è una frattura della roccia lungo la quale c'è stato uno spostamento relativo delle parti da essa separate. Più in dettaglio, si chiama piano di faglia (geometricamente caratterizzato da una direzione, un'immersione ed un'inclinazione) la superficie che separa i due blocchi.

Lo scorrimento o rigetto invece è lo spostamento, misurato sul piano di faglia, fra due punti dello stesso blocco che erano prima adiacenti.

Nelle faglie normali o dirette (dette anche dip-slip faults o faglie tensionali) si ha uno spostamento verso il basso del tetto rispetto al letto. In questo caso il settore di crosta terrestre coinvolto è interessato da un regime tettonico distensivo o divergente

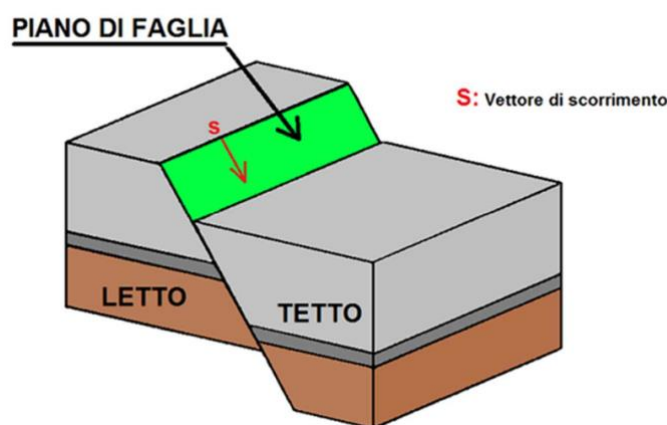


Figura 41 Schema con i diversi elementi di una faglia normale

Se allarghiamo il nostro campo di veduta, potremo notare che in genere le faglie non sono mai singole, anzi, spesso sono associate in sistemi. I sistemi più tipici sono quelli delle fosse tettoniche, in tedesco Graben (fossa). I Graben sono sprofondamenti della crosta terrestre che potremmo definire simmetrici, poichè sono delimitati sui due lati da faglie normali che immergono in direzione opposta. Quando esistono più Graben, essi risultano separati da una struttura rialzata residua che viene chiamata pilastro tettonico, in tedesco Horst. I Graben esprimono un movimento distensivo della crosta terrestre.

Le faglie presenti nell'area rilevata mostrano un'orientazione prevalente da nord-est a sud-ovest, coerente con la tendenza tettonica generale dell'area. Tale orientazione riflette la dinamica regionale di estensione crostale, che caratterizza gran parte delle strutture tettoniche nell'area. Questo pattern è stato ulteriormente confermato da proiezioni stereografiche, che hanno evidenziato immersioni delle faglie verso sud e, in alcuni casi, verso nord, con inclinazioni che si aggirano attorno ai 70°.

#### **4.4.1 Faglia 2200**

Nello specifico, nella zona a una quota di circa 2230 metri s.l.m. (stop 14), sono state osservate colate laviche tagliate da un canale. La loro disposizione suggerisce che una faglia normale abbia abbassato un grande blocco crostale, permettendo di osservare in sezione queste colate. Si ipotizza che l'attivazione della faglia possa essere stata indotta dalla risalita di un dicco, che ha esercitato una spinta sufficiente a generare sforzi tensivi. Le faglie normali, infatti, in aree vulcaniche interrompono frequentemente le colate laviche.

La direzione della faglia cartografata in quest'area è stata misurata tra N 065° e N 070°.

#### **4.4.2 Faglia piano delle donne**

Un altro esempio significativo di faglie normali è stato osservato nell'area sottostante il Piano delle Donne, dove è stato rilevato un graben, probabilmente formato a causa della risalita di un dicco. La presenza di questo graben evidenzia un marcato cambiamento di topografia, con un chiaro abbassamento del terreno a ridosso delle faglie normali. Qui sono state mappate due faglie principali, denominate faglia 1 nord e faglia 2 sud.

#### ***Metodologia di lavoro per l'acquisizione dei dati sul campo***

La metodologia del mio gruppo di lavoro ha seguito un flusso di lavoro di questo tipo

1. Rilevamento a macro-scala: individuazione del sistema di 2 faglie sul campo e delle loro relazioni geometriche.
2. Mappatura: partendo da un punto di riferimento fisso sulla carta geologica, in questo caso un bivio stradale e un impluvio artificiale, segniamo il punto in carta. Successivamente, combinando la misura delle distanze, attraverso una bindella, e riguardando la direzione della faglia, attraverso la bussola, siamo stati in grado di inserire sulla carta geologica le due faglie con un margine di errore minimo.
3. Ottenimento dati: la relazione tra la distanza dall'inizio della faglia e misure strutturali, permette di indicizzare e referenziare i dati geograficamente. Nello specifico, sono state prese le misure di rigetto e apertura delle faglie.

### 4.4.3 Misure strutturali

La faglia nord ha una direzione di N 076°/N 077°, mentre la faglia sud si sviluppa principalmente con una direzione di N 071°, con un primo tratto a N 068°.

Sono stati raccolti dati dettagliati sui rigetti e le aperture delle faglie. Questi dati forniscono indicazioni sulla magnitudine dei movimenti tettonici associati. Ad esempio, per la faglia nord, sono stati rilevati i seguenti valori:

- A 20 metri dalla fine della faglia: rigetto di 100 cm e apertura di 70 cm
- A 40 metri dalla fine: rigetto di 80 cm e apertura di 90 cm
- A 60 metri dalla fine: rigetto di 60 cm e apertura di 100 cm

Per la faglia sud, i valori misurati includono:

- A 30 metri dalla fine della faglia: rigetto di 100 cm e apertura di 55 cm
- A 50 metri dalla fine della faglia: rigetto di 40 cm e apertura di 60 cm
- A 80 metri dall'inizio della faglia: rigetto di 50 cm e apertura di 50 cm

Da questi dati si evince che la faglia nord mostra rigetti e aperture maggiori rispetto alla faglia sud, suggerendo che la faglia nord sia più sviluppata e abbia subito movimenti tettonici di maggiore entità.



*Figura 42 Cambio di topografia evidente in corrispondenza del passaggio della faglia a Piano delle Donne. Look 170N. Scala lunghezza linea l = 80cm.*

## 4.5 Rift

### *Definizione di Rift*

Un rift è una struttura geologica che si forma in seguito all'allargamento o alla separazione della crosta terrestre, generata da forze tettoniche di estensione. Questa separazione crea una zona di debolezza nella crosta, attraverso la quale il magma può risalire, portando spesso alla formazione di vulcani e attività eruttiva. I rift sono quindi luoghi di intensa attività geodinamica, caratterizzati dalla presenza di faglie normali, fratture e dicchi.

Nel caso dell'Etna, la zona di rift si manifesta principalmente nella regione est-nord-est, dove la risalita del magma attraverso fratture e dicchi è strettamente legata ai processi di estensione tettonica.

### ***Identificazione di due Rift nell'area rilevata***

L'analisi delle strutture geologiche dell'area ha permesso di identificare due principali rift che influenzano l'orientazione e la disposizione delle faglie, fratture eruttive, dicchi e coni vulcanici:

- **Rift Est-Nord-Est (ENE)**
- **Rift Nord-Est (NE)**

Questi due rift sono caratterizzati da orientazioni distinte e rappresentano due eventi vulcanici e tettonici separati, ciascuno con una sua propria configurazione di sforzi.

#### ***Rift Est-Nord-Est (ENE)***

Il Rift Est-Nord-Est è caratterizzato da un orientamento prevalente N 70° E, che comprende tutte le principali strutture vulcaniche e tettoniche dell'area rilevata. Questo rift è associato a fratture eruttive, faglie normali, dicchi e coni vulcanici che si sviluppano lungo una direttrice est-nord-est. Tutte le strutture rilevate con questa orientazione appartengono allo stesso evento vulcanico-tettonico e riflettono un regime di estensione allineato a questa direzione.

Le fratture eruttive e i dicchi presenti in questa zona sono stati fondamentali per la formazione dei coni monogenetici e per l'alimentazione delle colate laviche. La dinamica del Rift ENE è regolata da una configurazione degli sforzi in cui:

- $\sigma_1$  è verticale, parallelo ai dicchi e perpendicolare alle fratture,
- $\sigma_2$  è parallelo alla direzione delle fratture (N 70° E),
- $\sigma_3$  è lo sforzo minimo, perpendicolare ai dicchi e alle faglie.

Questo rift rappresenta una zona di rift vulcanico attivo, che continua a manifestare episodi di attività eruttiva e deformazione tettonica, come dimostrato dagli eventi vulcanici recenti.

#### ***Rift Nord-Est (NE)***

Il Rift Nord-Est, localizzato in prossimità dei Monti Sartorius, è caratterizzato da una serie di fessure eruttive che seguono una direzione N 50° E - N 55° E. Questa differenza di orientazione rispetto al Rift ENE indica un diverso regime tettonico, con una rotazione degli sforzi di circa 15° rispetto al rift precedente. In questo rift, infatti, gli sforzi sono ruotati:

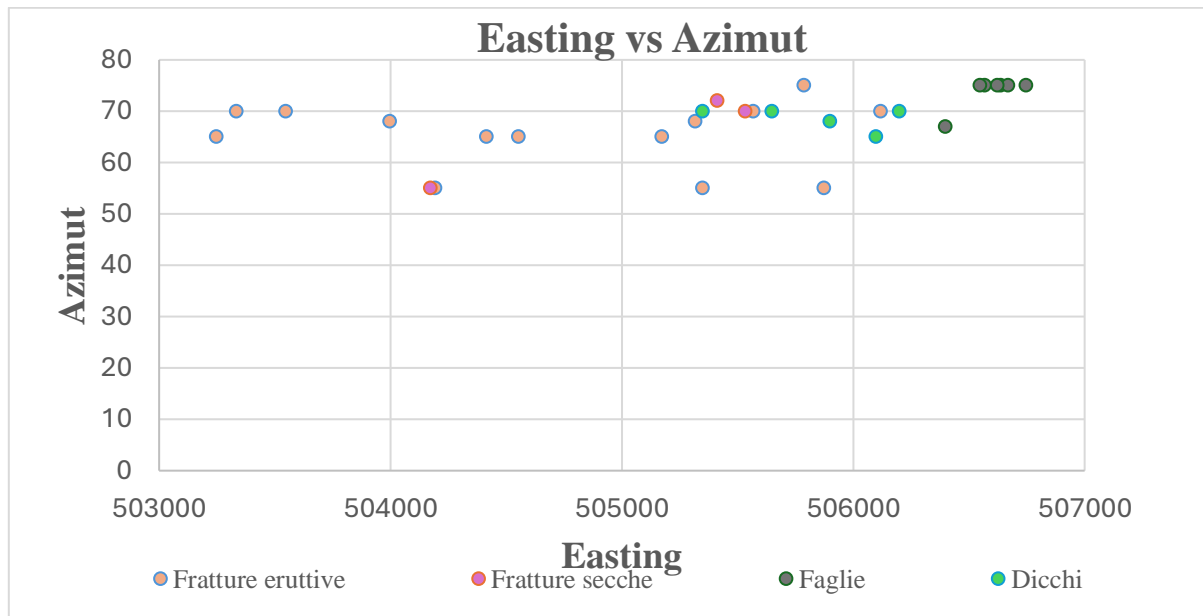
- $\sigma_1$  rimane verticale
- $\sigma_2$  si allinea lungo la direzione N 50° E - N 55° E
- $\sigma_3$  si dispone perpendicolarmente a questa direzione

Un aspetto interessante di questo rift è la presenza di due direttrici parallele (N 55° E) lungo le quali si sono allineati i coni vulcanici della zona dei Monti Sartorius, inclusi i coni monogenetici del 2002 e il Monte Pizzino. Questi allineamenti vulcanici si spiegano con la presenza di strutture a en echelon che hanno interagito con il dicco in risalita. Le fratture inizialmente si sono generate in un unico punto, ma l'interazione con le strutture a en echelon ha causato una deviazione del percorso del dicco, creando uno step destro e uno step sinistro, che hanno dato luogo alle due direttrici parallele lungo cui sono nati i coni. Questo rift ha anche alimentato le lunghe colate laviche del 2000 e del 2002.

## 4.6 Grafici

Attraverso i dati raccolti sul campo sono stati costruiti tre grafici distinti, con l'obiettivo di organizzare i numerosi dati in un unico spazio, facilitando così osservazioni generali e l'individuazione di eventuali tendenze.

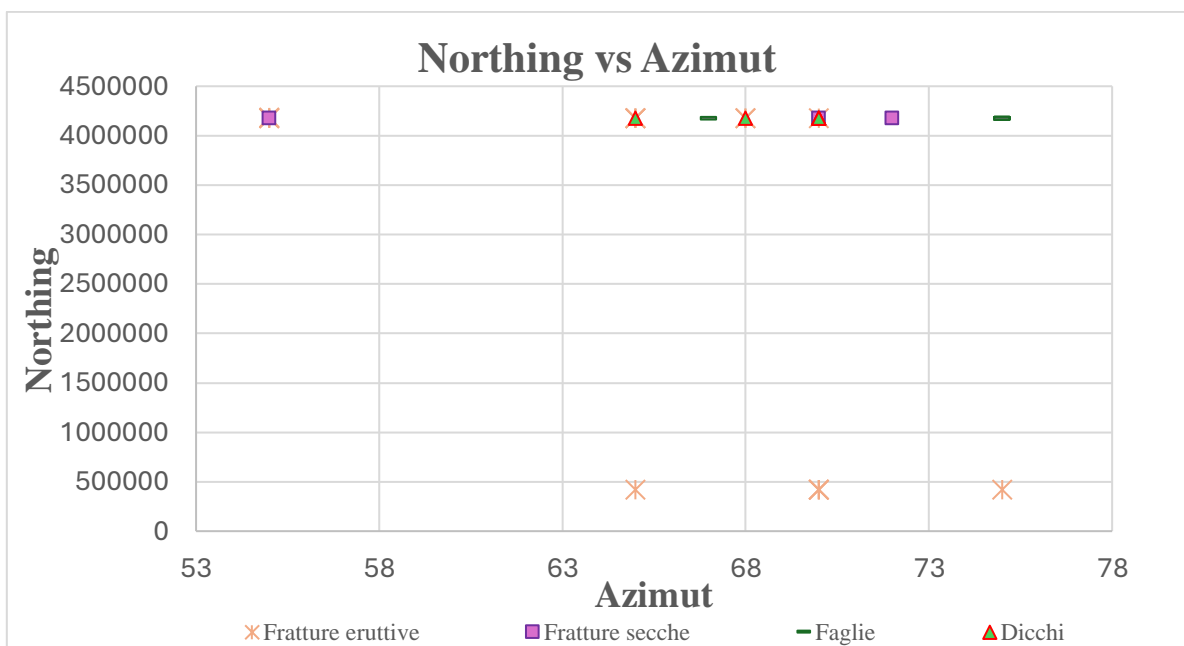
**Grafico 1**



- asse delle ascisse: valori di easting
- asse delle ordinate: sono presenti i valori di azimut (direzioni) delle strutture in legenda.

Osservando i dati si nota come al variare dei valori di easting verso est o verso ovest, le strutture mantengono un valore medio di direzione 70°N, con valori minimi di 55°N e massimi di 75°N.

**Grafico 2**

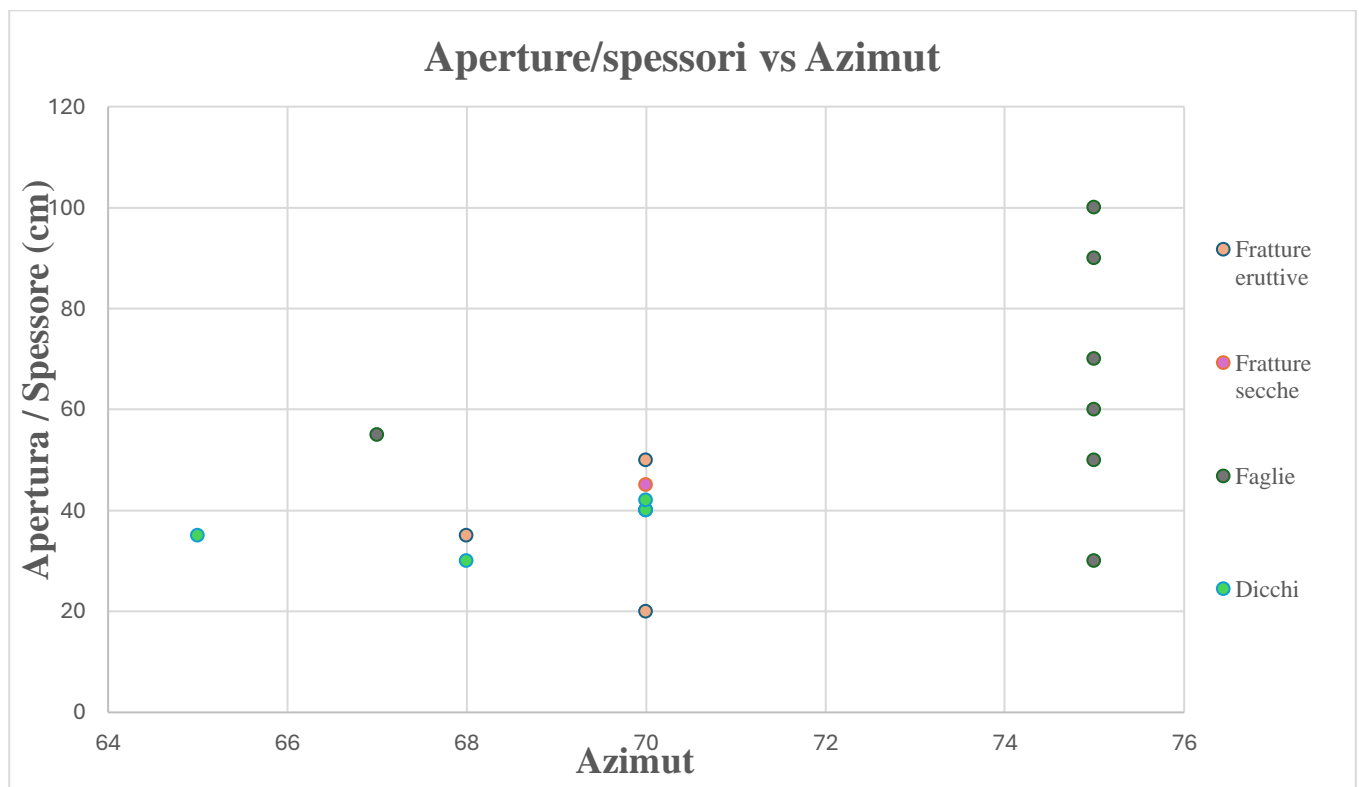




- asse delle ascisse: valori di azimuth
- asse delle ordinate: valori di northing delle strutture in legenda

Si osserva che al variare dei valori di northing, varia anche il valore della direzione delle strutture. Possiamo interpretare questo adattamento come conseguenza del passaggio da zona di rift ENE a NE.

**Grafico 3**



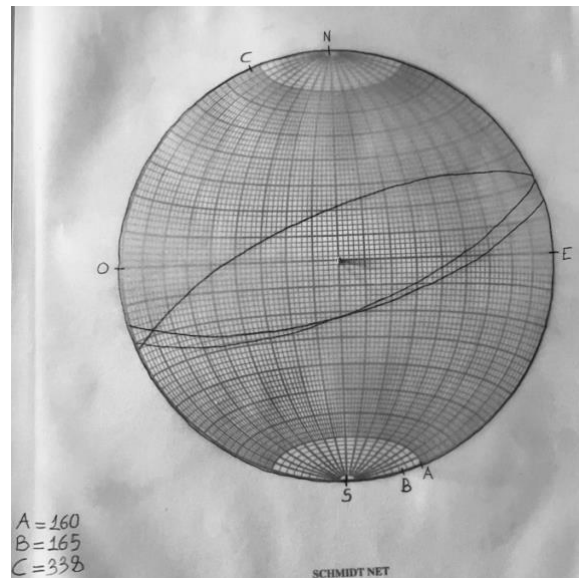
In questo grafico sono rappresentate le variazioni delle aperture delle faglie e gli spessori dei dicchi in funzione dell'azimut.

- Le faglie hanno azimuth compresi tra 66 e 76 gradi e aperture variabili da circa 30cm a 100cm.
- Le fratture eruttive sono comprese tra valori di azimuth da 67 a 72 gradi, con aperture comprese tra 20cm e 60cm.
- Le fratture secche sono comprese tra valori di azimuth da 66 a 70 gradi e con aperture variabili da 30cm a 40cm.
- I dicchi hanno valori di azimuth compresi tra 66 e 68 gradi e uno spessore che va da 35cm a 45cm.

Le faglie hanno aperture e azimuth maggiori, mentre le fratture secche ed eruttive presentano valori di azimuth e aperture minori.

## 4.7 Proiezioni stereografiche

I valori di direzione e immersione delle faglie rilevate sul terreno, sono stati plottati sul reticolo di schmidt. Le faglie di Piano delle Donne immergono verso sud, mentre quella in prossimità dello stop 14 verso nord, come evidenziato dal reticolo di Schmidt:



## 5. Conclusione

La relazione si è concentrata sugli aspetti geologico-strutturali del versante orientale dell'Etna, con particolare attenzione alla distinzione delle diverse strutture e le relazioni stratigrafiche che le legano. Nello specifico, sono state analizzate e cartografate colate laviche, depositi di spatter, fratture eruttive e secche, faglie, con i monogenetici e bocche eruttive, col fine di avere una visione d'insieme e ricostruire l'evoluzione vulcanica recente dell'Etna. È stata quindi creata una mappa con dati geologici e storici, con particolare attenzione alla distribuzione delle formazioni vulcaniche, fasi eruttive e sequenze stratigrafiche.

Le osservazioni sul campo, supportate dall'analisi delle discordanze stratigrafiche, hanno mostrato come i prodotti vulcanici più recenti si sovrappongano a quelli più antichi, implicando una continua attività vulcanica nell'area nord-orientale del vulcano. Le fratture eruttive, importanti perché possono fornire indizi sull'origine di nuove bocche eruttive, hanno mostrato una tendenza di orientamento prevalente NE-SO con direzione di circa 070 N, in linea con la zona di rifting orientata est-nord-est. Gli studi condotti evidenziano che le fratture eruttive svolgono un ruolo chiave nel controllo della distribuzione dei prodotti vulcanici, suggerendo che l'orientazione di queste strutture è fortemente influenzata dagli sforzi tettonici della regione.

I risultati proposti in questa relazione presentano margini di errore legati all'imprecisione delle misurazioni sul campo, dovuti principalmente all'errore umano e all'accessibilità limitata di alcune aree. L'utilizzo di strumenti più avanzati, come droni e sismografi portatili, potrebbe aumentare la precisione delle misure e rivelare caratteristiche geologiche non visibili a occhio nudo.

I futuri studi potrebbero concentrarsi su un'indagine geochemica dei prodotti vulcanici per comprendere meglio le dinamiche di risalita del magma e la loro evoluzione nel tempo. Inoltre, la creazione di modelli tridimensionali delle fratture potrebbe fornire una visione più chiara delle interazioni tra vulcanismo e tettonica.

## 6. Bibliografia

- Gvirtzman, Z., Nur, A. The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. *Nature* 401, 782–785 (1999).
- Barreca, G., Branca, S., Corsaro, R.A., Scarfi, L., Cannavò, F., Aloisi, M., Monaco, C., Faccenna, C. 2020. Slab Detachment, Mantle Flow, and Crustal Collision in Eastern Sicily (Southern Italy): Implications on Mount Etna Volcanism. *Tectonics*, 39, e2020TC006188. [https://doi.org/ 10.1029/2020TC006188](https://doi.org/10.1029/2020TC006188)
- Branca, S., Tanguy. Carta Geologica del Vulcano Etna. L'attività eruttiva dell'Etna degli ultimi 2700 anni, 7.
- Doglioni, C., Innocenti, F., Mariotti, G. 2011. Why Mt Etna?. *Terra Nova*, Vol 13, No. 1, 25-31. Carbone, S., Lentini, F. Carta Geologica del Vulcano Etna. Inquadramento geologico-regionale e substrato dell'Etna, 1.
- <https://www.ct.ingv.it/>
- Carveni, P., Mele, G., Benfatto, S. *et al.* Erratum to: Chronicle of the 1865, NE flank eruption of Mt. Etna and geomorphologic survey of the Mts. Sartorius area. *Bull Volcanol* 73, 1163 (2011).