

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI CATANIA

DIPARTIMENTO DI SCIENZE BIOLOGICHE, GEOLOGICHE E AMBIENTALI



Uni
ct SCIENZE BIOLOGICHE
GEOLOGICHE
E AMBIENTALI

DOTTORATO IN SCIENZE
DELLA TERRA E DELL'AMBIENTE

TESI DI DOTTORATO

Segnali infrasonici e dinamica del magma al Mt. Etna: analisi acustica e multiparametrica per lo studio del sistema di alimentazione superficiale

Dottorando:

Gabriele Amato

Tutor:

Prof. Andrea Cannata

Co-tutor:

Dott. Vittorio Minio

Dott.ssa Mariangela Sciotto

Dott.ssa Laura Spina

Coordinatori:

Prof.ssa Rosanna Maniscalco

Prof. Gian Pietro Giusso del Galdo

Prof.ssa Agata Di Stefano

Anno Accademico 2025/2026

ABSTRACT	4
RIASSUNTO.....	6
1. INTRODUZIONE	8
1.1 Monitoraggio Vulcanico.....	8
1.1.1 Monitoraggio Sismico	11
1.1.2 Monitoraggio Geodetico	15
1.1.3 Monitoraggio Geochimico e Termico	16
1.1.4 Monitoraggio gravimetrico, magnetico ed elettrico	17
1.2 Sismologia vulcanica.....	18
1.3 Segnali infrasonici dai vulcani	23
2 MT. ETNA	30
2.1 Mt. Etna	30
2.2. Inquadramento Geografico e Geologico del Mt. Etna.....	33
2.3 Monitoraggio vulcanico al Mt. Etna.....	35
2.4 Attività eruttiva al Mt. Etna	43
2.4.1 Attività del Mt. Etna dal 2010 al 2021	44
3 DATI E METODI	60
3.1 Dati infrasonici e sismici	60
3.2 Analisi Spettrale	61
Trasformata di Fourier.....	61
3.3 Identificazione degli eventi infrasonici	63
3.3.1 Pseudospettrogrammi	65
3.4 Localizzazione degli eventi infrasonici	66
3.5 Localizzazione del tremore infrasonico.....	68
3.6 Modelling delle sorgenti infrasoniche	70

4. VINCOLI INFRASONICI SULLE VARIAZIONI DEL LIVELLO DEL MAGMA E SULLA CONNETTIVITA' DEI CONDOTTI NEL SISTEMA DI ALIMENTAZIONE SOMMITALE DEL MT. ETNA.	75
4.1 Inquadramento vulcanologico	77
4.2 Dati	77
4.3 Metodi.....	78
4.3.1 Rilevamento degli eventi e analisi spettrale	78
4.3.2 Analisi della posizione della sorgente	86
4.3.3 Modellazione della sorgente.....	86
4.4 Risultati e discussione	92
4.5 Conclusioni.....	96
5. GLIDING INFRASONICO DI LUNGA DURATA CON ARMONICHE MULTIPLE	98
5.1 Inquadramento vulcanologico	99
5.2 Dati e metodi	103
5.2.1 Ricostruzione della geometria del cratere a pozzo del SEC.....	103
5.2.3 Inversione del segnale infrasonico per la geometria del cratere e la profondità della superficie libera del magma	111
5.3 Risultati e discussione	115
5.3.1 Ricostruzione della geometria del cratere del SEC	115
5.3.2 Osservazione del gliding infrasonico	117
5.3.3 Modellazione della risonanza e del gliding	119
5.3.4 Evoluzione della geometria del cratere e del condotto	127
5.3.5 Trasferimento di magma dedotto dal gliding infrasonico	128
5.4 Conclusioni	128
6.CONCLUSIONI	131
7. BIBLIOGRAFIA	134
8 RINGRAZIAMENTI	159

ABSTRACT

This PhD thesis aims to investigate the shallow portion of the feeding system of Mount Etna, focusing in particular on the role of infrasonic signals as a tool for interpreting the volcano's internal and shallow dynamics. Infrasound, indeed, thanks to its sensitivity to variations in conduit geometry and to the position of the magma free surface, can provide valuable information on the interconnection between the summit craters and on the temporal variations of magmatic processes occurring within the upper portions of the plumbing system. For this reason, the infrasonic signals produced during 51 lava fountain episodes that occurred between 2011 and 2015 and the particular phenomenon of infrasonic gliding recorded between May and June 2022 were analyzed.

The first part of the thesis introduces the general principles of volcanic monitoring, illustrating the main techniques used (from seismology to geodesy, from thermal and geochemical observations to gravimetric and magnetic methods) and focusing particularly on infrasonic signals, their generation mechanisms, and the potential they offer for interpreting eruptive processes. A geological and volcanological framework of Mount Etna is then presented, including a description of the fault systems, the morphological evolution, and the recent eruptive activity, elements essential to understanding the context in which the analyzed infrasonic signals are produced.

The following chapters illustrate the data and methodologies adopted: the techniques used to identify the events, spectral analysis through Fourier Transform and pseudospectrograms, source localization methods, and source modeling. Special attention is given to acoustic resonance models, both analytical and numerical, which allow linking the frequency of infrasonic signals to the geometry of the conduits and to the magma level within them. The infrasonic and seismic stations used for the analyses are also described.

The subsequent two chapters present the results of the research carried out during the PhD. The infrasonic analyses show that the events originating from the Northeast Crater exhibit spectral variations that are temporally correlated with the lava fountains of the Voragine and Southeast Craters. This time relationship indicates that the spectral changes observed at the Northeast Crater reflect variations in the feeding system during the paroxysms of the other craters, thereby revealing the interconnection among the summit conduits. The observed variations are also consistent with an acoustic resonance model, suggesting that the changes

in frequency are linked to variations in the level of the magma free surface within the conduit.

The following chapter deals with the infrasonic gliding phenomenon recorded in 2022 at the Southeast Crater, characterized by a progressive frequency variation and the presence of multiple harmonics. Through inversion and modeling techniques, including cylindrical and conical-frustum geometries, as well as analytical and numerical methods, it was possible to reconstruct the crater geometry and estimate the temporal evolution of the magma level during the episode. The study shows that gliding can be interpreted as the acoustic resonance response of the conduit–crater system during magma transfer events, revealing internal dynamics that are not directly observable with other methods.

Overall, the thesis demonstrates that infrasonic signals represent a powerful tool for analyzing the shallow dynamics of Etna’s feeding system. They make it possible to identify interconnections among the summit conduits, to track temporal variations in magma level, and to recognize complex dynamic phenomena such as gliding. The conclusions highlight that the integration of infrasonic data, seismic observations, and physical modeling provides fundamental information for understanding and monitoring volcanic activity, while also contributing to improving forecasting capabilities in volcanology.

RIASSUNTO

Questo lavoro di tesi ha l'obiettivo di investigare la parte superficiale del sistema di alimentazione del Monte Etna, concentrandosi in particolare sul ruolo dei segnali infrasonici come strumento di interpretazione delle dinamiche interne e superficiali del vulcano. Infatti, l'infrasuono, grazie alla sua sensibilità alle variazioni della geometria dei condotti e alla posizione della superficie libera del magma, può fornire informazioni preziose sull'interconnessione fra i crateri sommitali e sulle variazioni temporali dei processi magmatici che avvengono nelle porzioni sommitali del plumbing system. Per questo motivo sono stati analizzati sia i segnali infrasonici prodotti durante 51 episodi di fontane di lava avvenuti tra il 2011 e il 2015, sia il particolare fenomeno di gliding infrasonico registrato tra maggio e giugno 2022.

La prima parte della tesi introduce i principi generali del monitoraggio vulcanico, illustrando le principali tecniche utilizzate (dalla sismologia alla geodesia, dalle osservazioni termiche e geochimiche ai metodi gravimetrici e magnetici) e soffermandosi in particolare sui segnali infrasonici, sui loro meccanismi di generazione e sulle potenzialità che offrono per l'interpretazione dei processi eruttivi. Successivamente, viene presentato un quadro geologico e vulcanologico del Monte Etna, con una descrizione dei sistemi di faglie, dell'evoluzione morfologica e dell'attività eruttiva recente, elementi indispensabili per comprendere il contesto nel quale i segnali infrasonici analizzati vengono generati.

Nei capitoli successivi della tesi vengono illustrati i dati e le metodologie adottate: le tecniche con cui sono stati identificati gli eventi, l'analisi spettrale tramite Trasformata di Fourier e pseudospettrogrammi, i metodi di localizzazione delle sorgenti infrasoniche, e la modellazione delle stesse. Per quest'ultima, particolare attenzione è riservata ai modelli di risonanza acustica, sia analitici sia numerici, che consentono di collegare la frequenza dei segnali infrasonici alla geometria dei condotti e al livello del magma al loro interno. Si descrivono inoltre le stazioni utilizzate, sia infrasoniche sia sismiche.

Quindi i due capitoli successivi mostrano i risultati delle ricerche eseguite nell'ambito del dottorato di ricerca. Le analisi infrasoniche mostrano che gli eventi provenienti dal Cratere di Nord-Est presentano variazioni spettrali temporalmente correlate alle fontane di lava dei crateri Voragine e Sud-Est. Questa correlazione indica che le modifiche spettrali del Cratere di Nord-Est riflettono le variazioni del sistema di alimentazione durante i parossismi degli altri crateri, rivelando così l'interconnessione tra i condotti sommitali. Le variazioni osservate sono inoltre coerenti con un modello di risonanza acustica, suggerendo che i

cambiamenti di frequenza sono legati alle variazioni del livello della superficie libera del magma nel condotto.

Il capitolo successivo tratta del fenomeno di gliding infrasonico registrato nel 2022 al Cratere di Sud-Est, caratterizzato da una progressiva variazione della frequenza e dalla presenza di armoniche multiple. Attraverso tecniche di inversione e modellazione, che includono geometrie cilindriche e tronco-coniche, metodi analitici e numerici, è stato possibile ricostruire la geometria del cratere e stimare l'evoluzione temporale del livello del magma durante l'episodio. Lo studio mostra come il gliding possa essere interpretato come la risposta in termini di risonanza acustica del sistema condotto-cratere durante eventi di trasferimento di magma, rivelando dinamiche interne non direttamente osservabili con altri metodi.

Nel complesso, la tesi dimostra che i segnali infrasonici rappresentano un potente strumento per analizzare le dinamiche superficiali del sistema di alimentazione dell'Etna. Essi permettono di identificare interconnessioni fra i condotti sommitali, di seguire nel tempo le variazioni del livello del magma e di riconoscere fenomeni dinamici complessi come il gliding. Le conclusioni indicano che l'integrazione tra dati infrasonici, sismici e modelli fisici consente di ricavare informazioni fondamentali per comprendere e monitorare l'attività del vulcano, contribuendo anche al miglioramento delle capacità previsionali in ambito vulcanologico.

1. INTRODUZIONE

1.1 Monitoraggio Vulcanico

Quantificare la pericolosità vulcanica combinando dati di terreno, osservazioni satellitari e modelli numerici ha immediate applicazioni nel monitoraggio in tempo quasi reale degli eventi eruttivi.

Un disastro vulcanico da una parte del mondo può ora avere un impatto economico significativo sui paesi dall'altra parte. Ad esempio, il costo economico dell'eruzione del 2010 del vulcano Eyjafjallajökull islandese è stimato a circa 5 miliardi di dollari. La corretta mitigazione degli effetti locali di un'eruzione (come le evacuazioni e la rimozione di beni mobili, come gli aeromobili) richiede una comprensione dettagliata del processo di eruzione, per il quale i dati di monitoraggio sono una componente vitale. In caso di successo, tali sforzi possono salvare decine di migliaia di vite, come nel caso del vulcano Pinatubo, nelle Filippine nel 1991 e nel vulcano Merapi, in Indonesia nel 2010 (McNutt e Roman, 2015).

Per monitoraggio della pericolosità si intende seguire l'evoluzione dell'attività di un vulcano (da quiete ad "unrest" ad eruzioni) e nel caso in cui un'eruzione sia iniziata, prevedere le aree potenzialmente minacciate dai fenomeni pericolosi attraverso la produzione di scenari eruttivi (Del Negro et al., 2016). Queste attività sono basate anche sullo sviluppo di modelli fisico-matematici dei fenomeni eruttivi che sono utilizzati per la formulazione di scenari eruttivi possibili o attesi, sia in termini deterministici che probabilistici, la realizzazione di mappe di pericolosità vulcanica (Fig. 1.1), a breve e a lungo termine, per le diverse tipologie eruttive e diverse fenomenologie potenzialmente pericolose, e la definizione delle varie strategie di prevenzione e salvaguardia delle aree soggette a rischio vulcanico. Il monitoraggio vulcanico ha due funzioni chiave: fornire dati scientifici di base per sviluppare la nostra comprensione della struttura e delle dinamiche dei vulcani, ed è fondamentale per la valutazione dei pericoli, le previsioni di eruzione e la mitigazione del rischio (McNutt e Roman, 2015).

Il monitoraggio fornisce i mezzi per affrontare le questioni di interesse vitali alle comunità colpite da eruzioni imminenti, come quando e dove erutterà il vulcano? Quali aree sono sicure o pericolose? Quando cesserà l'eruzione?

L'interpretazione ottimale dei dati dal monitoraggio dipende in modo critico da un'adeguata comprensione scientifica della struttura e dei processi vulcanici, sia in generale che per ogni vulcano specifico. Pertanto, il monitoraggio vulcanico efficace è una sinergia tra scienza di base e mitigazione del rischio (Sigurdsson et al., 2015).

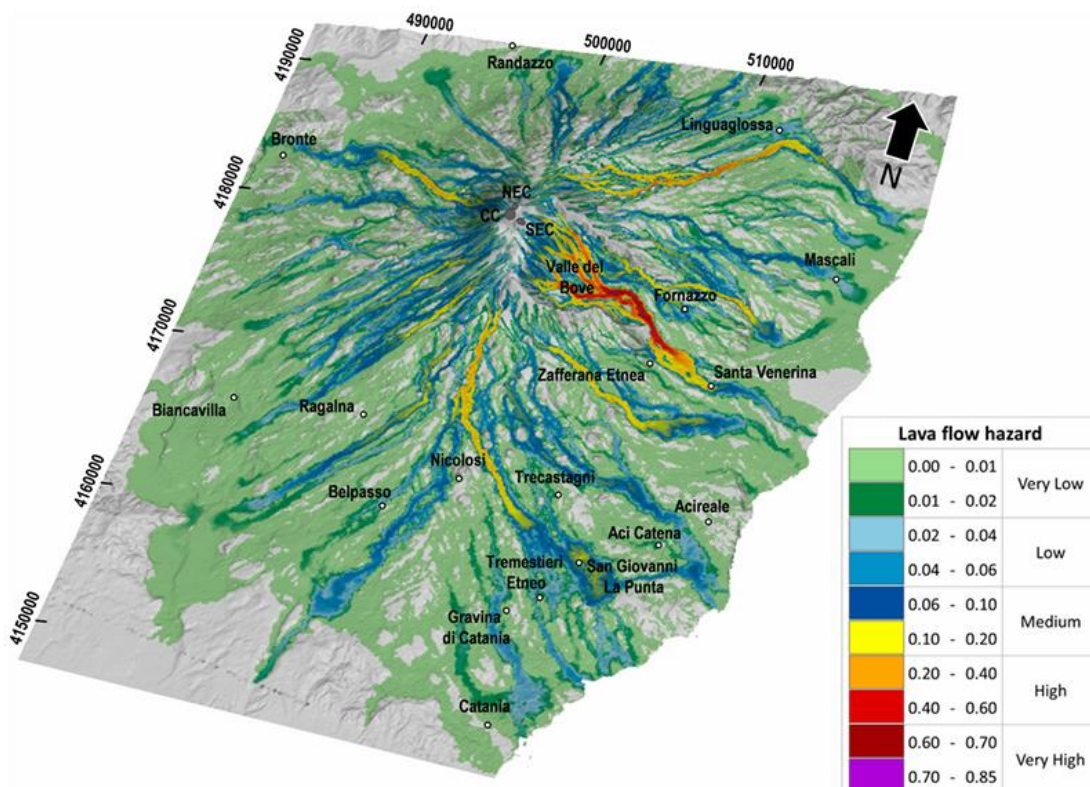


Fig. 1.1 Esempio di mappa di pericolosità che mostra il potenziale di inondazione del flusso lavico al Mt. Etna (da Del Negro et al., 2020).

Il monitoraggio vulcanico comprende il controllo sistematico di vari tipi di dati geologici, geochimici e geofisici. Ogni tipo di dati (come misurazioni di terremoti, deformazioni, emissioni di gas e temperatura) fornisce informazioni su processi fisici che possono essere correlati al movimento della roccia fusa o ad altri fenomeni precursori di eruzione. Tutti i dati disponibili dovrebbero essere sintetizzati in modo che le interpretazioni siano coerenti con tutte le osservazioni e informazioni sulle eruzioni passate. Questa interpretazione funge quindi da guida per anticipare ciò che può accadere in futuro e offre l'opportunità di adottare misure di mitigazione appropriate. Il monitoraggio è complicato dal fatto che i dati sono disponibili in momenti diversi e in formati diversi. Alcuni dati possono essere visualizzati "raw", ma altri dati devono essere elaborati per primi, causando ritardi. Ad esempio, un segnale sismico "raw" può mostrare che si è verificato un terremoto, ma è necessaria un'ulteriore elaborazione per determinare l'entità e la posizione. Fortunatamente, l'elaborazione automatizzata dei dati sta diminuendo i ritardi e sempre più dati di monitoraggio di tutti i tipi si stanno muovendo verso il tempo reale (McNutt e Roman (2015)). I risultati del monitoraggio possono essere ambigui. Ad esempio, possono verificarsi anomalie termiche se vi è un'eruzione lavica, ma ciò può anche derivare da incendi e

riscaldamento solare del terreno. Allo stesso modo, la deformazione del suolo può essere causata dall'iniezione di magma prima dell'eruzione, ma anche dal movimento di acque sotterranee o fluidi idrotermali (Dzurisin, 2007).

Le moderne tecniche di monitoraggio vulcanica prevedono l'uso di una vasta gamma di misurazioni fisiche e chimiche, alcune delle quali richiedono un lungo lavoro di laboratorio per analizzare mentre altre forniscono risultati immediati. Ogni tecnica presenta vantaggi e svantaggi di qualche tipo. Più metodi possono essere utilizzati contemporaneamente, maggiori sono le possibilità di rilevare variazioni e quindi di essere in grado di fornire un *warning*, a condizione che questi dati siano efficacemente sintetizzati e interpretati. Le tecniche più appropriate da utilizzare dipendono dal tipo e dalla scala del pericolo previsto. Negli ultimi decenni, ha avuto luogo una rivoluzione nel monitoraggio. Sono diventate disponibili tecnologie completamente nuove, incluso l'uso di satelliti per monitorare le emissioni esplosive di SO₂, la deformazione con il sistema di posizionamento globale (GPS) e l'interferometria SAR (INSAR). Inoltre, gli strumenti digitali hanno consentito una facile trasmissione e condivisione di dati dalle posizioni remote ai computer negli osservatori e nei laboratori per analisi e interpretazioni automatiche, migliorando drasticamente la risoluzione e le capacità di previsione di molti vulcani (McNutt e Roman, 2015). Gli strumenti utilizzati per monitorare i vulcani variano ampiamente per tipo, tecnologia, costo ed efficacia. Alcuni strumenti sono permanenti e telemetrici; una volta installati, raccolgono e trasmettono dati in tempo reale agli osservatori per lunghi periodi di tempo (ad esempio, rete sismica ed infrasonica, GPS continuo, webcam e reti di sensori di gas in situ o a scansione). Altri strumenti vengono solitamente collocati temporaneamente (ad esempio, array sismici, gravimetri, radar a terra) e alcuni possono essere guidati o fatti volare nelle vicinanze dei vulcani per effettuare misurazioni (ad esempio, monitoraggio del gas basato su veicoli o in volo).

Nonostante i notevoli progressi compiuti nell'ultimo decennio nella costruzione di reti di monitoraggio in tempo reale e multiparametriche, è importante rendersi conto che solo una frazione dei vulcani attivi e potenzialmente attivi del mondo viene monitorata in tempo reale oggi, di questi la maggior parte ha ancora solo pochissimi sismometri e non dispone di reti multiparametriche. Tuttavia, diverse decine di vulcani ora hanno ampie misurazioni in tempo reale di molteplici parametri, e questi "vulcani laboratorio" sono quelli di cui si sa di più (ad esempio, Etna, Vesuvio, Kilauea, Monte Saint Helens, Yellowstone, Long Valley, Popocatepetl, Soufriere Hills, Rabaul, Merapi, Mayon, Bezymianny, Sakurajima, Unzen, Fuji e Augustine). Esistono molti tipi di segnali che permettono il monitoraggio vulcanico,

quelli che vedremo nel dettaglio e che utilizzeremo all'interno di questo lavoro di tesi sono principalmente i segnali infrasonici e secondariamente sismici.

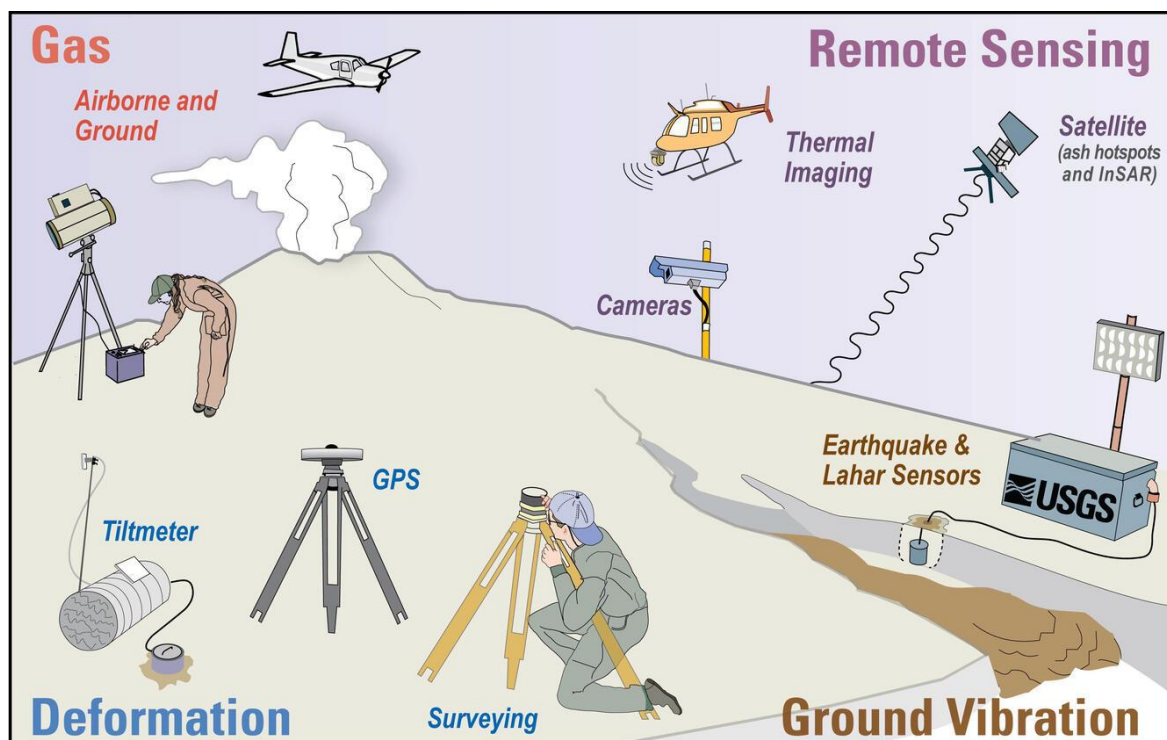


Fig.1.2 Tipi e metodi di monitoraggio vulcanico impiegati dall'USGS (da [Volcanic monitoring types and methods employed by the USGS VHP. | U.S. Geological Survey](#))

1.1.1 Monitoraggio Sismico

Un secolo di dati sismologici testimonia che l'*unrest* sismico sotto forma di terremoti e tremore precede e/o accompagna quasi sempre l'attività vulcanica in tutti i tipi di vulcani. L'attività sismica è considerata il miglior indicatore, e spesso un affidabile previsore a breve-medio termine (giorni o settimane), del livello e dell'evoluzione dell'attività vulcanica. Il monitoraggio sismico in tempo reale è uno degli strumenti di sorveglianza più comuni utilizzati dai geofisici e l'attrezzatura è abbastanza economica e semplice da installare, sebbene la raccolta e la trasmissione dei dati possano essere difficili in aree remote. Tradizionalmente, le reti telemetriche in tempo reale hanno utilizzato robusti sismometri verticali monocomponente a basso costo (geofoni), in grado di misurare le componenti verticali delle onde sismiche con frequenze che vanno da circa 0.7 a 30 Hz e hanno utilizzato la telemetria radio VHF a frequenza relativamente bassa (McNutt e Roman, 2015). Tali reti presentano ancora dei vantaggi in alcune situazioni; tuttavia, sempre più spesso, vengono installate reti sismiche digitali a banda larga per la loro gamma più ampia di frequenze (da <0.1 a 50 Hz), range dinamico più elevato, capacità di risolvere tutti e tre le componenti della forma d'onda sismica, circuiti "Internet-ready" e disponibilità di radio UHF digitali

"plug-and-play" per la creazione di reti e l'interfaccia con sistemi di elaborazione dati. Con la riduzione dei costi per l'accesso a Internet via satellite e con la crescente copertura delle reti di telefonia cellulare, anche i siti remoti stanno diventando più accessibili. Una volta che la sismicità di fondo è stata caratterizzata per un particolare vulcano, i cambiamenti nel livello o nell'intensità o l'aspetto di diversi tipi di eventi possono annunciare l'inizio dell'attività. Tuttavia, la risoluzione della tecnica non è sempre molto buona e le posizioni delle sorgenti (come quelle causate dal movimento dei gas vulcanici o dalla rottura delle rocce quando viene intruso magma) sono difficili da distinguere a meno che non ci siano diversi ricevitori sismici distribuiti sul vulcano e nei suoi dintorni. Sono state fatte previsioni con eruzione di successo usando la sismologia e decine di migliaia di vite sono state salvate dalle evacuazioni attorno a Pinatubo (Filippine) e Merapi (Indonesia) in seguito a sismi e altri precursori di nuova attività (McNutt e Roman, 2015). Tuttavia, piccole esplosioni in vulcani "a sistema aperto" che sono frequentemente attivi hanno eventi precursori meno numerosi e più piccoli. In alcuni di questi casi, i eventi precursori non hanno avuto luogo o non sono stati osservati a causa della mancanza di sismometri nelle vicinanze. In altri casi simili, gli eventi precursori sono stati riconosciuti solo come cambiamenti negli alti tassi di sismicità di fondo, ad esempio, al vulcano Telica, Nicaragua (Rodgers et al., 2013). Di conseguenza, i *warning* sismici sono di durata più breve e più difficili da identificare come è stato osservato prima di una serie di eruzioni esplosive al vulcano Soputan, Indonesia da Kushendratno et al. (2012). Sebbene la nostra capacità di rilevare i precursori e di emettere avvisi di eruzione a breve termine nei vulcani a sistema aperto stia migliorando, occasionalmente si verificano esplosioni freatiche o idrotermali con scarso preavviso e causano vittime, principalmente tra i turisti e i vulcanologi che si avventurano in aree pericolose dei crateri (ad esempio, il vulcano Galeras vicino a Pasto, Colombia nel 1993; il vulcano Semeru, vicino a Malang, Giava orientale, Indonesia nel 2000; il vulcano Mayon, vicino a Legazpi City, Filippine nel 2013; o il monte Ontake, Honshu, Giappone nel 2014).

I requisiti di acquisizione dati per gli infrasuoni vulcanici sono simili a quelli per la sismologia vulcanica, in quanto la maggior parte dell'energia sonora vulcanica è inferiore a 20 Hz, consentendo l'acquisizione di dati a frequenza di campionamento relativamente bassa. La registrazione continua dei dati con sincronizzazione temporale tramite Global Positioning System (GPS) è standard e necessaria per analisi tipiche. I segnali possono essere registrati con sensori e digitalizzatori autonomi, il che è comune per molti studi scientifici di campagna di breve durata, oppure possono essere trasmessi tramite telemetria agli

osservatori per applicazioni di monitoraggio. Per applicazioni sia scientifiche che di monitoraggio, è auspicabile una risoluzione a 24 bit, data l'ampia gamma (6 ordini di grandezza) di ampiezze degli infrasuoni vulcanici registrate. È possibile utilizzare una varietà di sensori infrasonici per registrare serie temporali di pressione in eccesso, che sono registrazioni di oscillazioni della pressione atmosferica al di sopra e al di sotto della pressione atmosferica ambiente. Queste variazioni di pressione sono in genere riportate in unità di Pascal (Pa). Le onde infrasoniche che passano su questi sensori produrranno variazioni misurabili nella pressione che si propaga a velocità acustiche (circa 340 m/s sulla superficie del terreno). I microfoni audio di livello “consumer” hanno spesso una sensibilità che si estende fino alla banda del vicino infrasuono, ma le risposte di questi strumenti decadono a basse frequenze. Sebbene possano fungere da rilevatori a basso costo per il conteggio delle esplosioni, è necessario un microfono infrasonico appropriato per eseguire un'analisi dettagliata della forma d'onda e la caratterizzazione della sorgente. Sia i microbarometri ad alta fedeltà che i trasduttori Micro Electro Mechanical Systems (MEMS) a basso costo sono in grado di misurare i tipici infrasuoni vulcanici fino a periodi di diverse decine di secondi e con ampiezze basse fino a pochi mPa a 1 Hz. All'altra estremità dello spettro di ampiezza, eruzioni grandi e/o impulsive possono produrre segnali di pressione in eccesso superiori a 10^3 Pa a 1 km; quindi, un range dinamico di oltre 20 bit (120 dB) è l'ideale. Il rumore ambientale è un problema con la raccolta di dati infrasonici ed è spesso attribuito alle fluttuazioni di pressione dovute alla turbolenza del vento. Poiché il vento può oscurare un segnale importante, è fondamentale installare la strumentazione infrasonica lontano da ambienti con vento forte come le pendici superiori di un vulcano. In molti casi ciò significa installare i sensori a diversi chilometri dalla bocca, preferibilmente in aree con vegetazione fitta per ridurre il rumore del vento. Il seppellimento superficiale in supporti porosi, come neve o tefra, o la connessione a collettori di riduzione del rumore del vento sono tecniche aggiuntive utilizzate per abbattere il rumore del vento e sono comuni nelle installazioni a lungo termine. Le installazioni di singoli sensori possono essere utili per il monitoraggio, in particolare nelle applicazioni in prossimità della bocca con elevati rapporti segnale/rumore. Le grandi esplosioni vengono chiaramente registrate come transienti ad alta ampiezza. Tuttavia, il rumore del vento complica l'interpretazione dei dati delle serie temporali da un singolo trasduttore di pressione e le sorgenti non vulcaniche possono essere difficili da differenziare dalle sorgenti vulcaniche. La collocazione congiunta di sensori sismici e acustici può consentire di distinguere sorgenti sismiche e acustiche separate e studi recenti hanno dimostrato come la correlazione incrociata tra sensori sismici e acustici

collocati consenta l'identificazione di segnali acustici coerenti e di energia accoppiata al suolo sui sismometri (Ichihara et al., 2012).

Le distribuzioni in reti sparse e/o array di sensori infrasonici vengono utilizzate per identificare efficacemente segnali di piccola ampiezza e/o segnali in ambienti rumorosi. Consentono inoltre la localizzazione della sorgente infrasonica. Come in sismologia, una configurazione di array infrasonica coinvolge tre o più sensori, dove la spaziatura dei sensori è piccola rispetto alle distanze di propagazione (dalla bocca) ed è generalmente sintonizzata sulla lunghezza d'onda del segnale previsto. Un tipico infrasuono da 1 Hz ha una lunghezza d'onda di ~330 ~350 m, quindi molti array di infrasuoni vulcanici hanno aperture di ~75 - 150 m (circa un quarto o mezza lunghezza d'onda). Le distribuzioni di array consentono l'identificazione delle sorgenti infrasoniche vulcaniche tramite un'efficace discriminazione tra segnali vulcanici e altri infrasuoni e/o rumore ambientale. Il rumore del vento, ad esempio, sarà incoerente in tutto l'array. Numerose altre sorgenti infrasoniche, come i *microbarom* oceanici pervasivi (con ampiezze di decimi di Pa e frequenza di picco intorno a 0.2 Hz; Bowman et al., 2005) e altre sorgenti geofisiche o meteorologiche (ad esempio, esplosioni chimiche, veicoli, tuoni, valanghe, meteore, tempeste) possono essere opportunamente differenziate dai segnali vulcanici, utilizzando una distribuzione di array di sensori. L'array infrasonico è un potente strumento per distinguere tra segnale, rumore e segnale non vulcanico attraverso una varietà di tecniche di elaborazione del segnale. Gli array di sensori infrasonici sono in grado di registrare segnali vulcanici a distanze locali (sui fianchi di un vulcano fino a circa 15 km), a distanze regionali (fino a diverse centinaia di km) e a distanze globali per eruzioni molto grandi. Le distanze locali in questo contesto corrispondono principalmente alla propagazione del suono in linea retta tra il vulcano e il sito di registrazione. Poiché la bocca vulcanica è generalmente al di sopra della topografia di fondo, il suono si propaga verso il basso dalla bocca. Le distanze regionali sono associate alla rifrazione del suono nella stratosfera (~50 km s.l.m.) e sono comuni quando i venti stratosferici prevalenti sono paralleli alla direzione di propagazione del suono. La propagazione globale include sia le onde stratosferiche canalizzate, che si rifrangono più volte, sia i ritorni termosferici in cui il suono si propaga ad altitudini superiori a 100 km s.l.m (McNutt e Roman, 2015).

Le reti sparse di sensori infrasonici sono comuni anche nelle installazioni vulcaniche locali. Sebbene la coerenza degli infrasuoni attraverso una rete, che può estendersi per molti chilometri, non sia solitamente così pronunciata come per gli array, le reti di sensori di pressione possono essere utilizzate per localizzare e distinguere con precisione le bocche

esplosive o degassanti. Le reti sono particolarmente preziose per localizzare l'attività nei vulcani multivent. A differenza dei segnali sismici, la struttura relativamente semplice dell'atmosfera consente una correlazione relativamente robusta del segnale infrasuono attraverso una rete. Inoltre, la velocità di propagazione relativamente lenta del suono può consentire una localizzazione della sorgente ad alta risoluzione (entro poche decine di metri; McNutt e Roman, 2015).

1.1.2 Monitoraggio Geodetico

La deformazione del suolo è un'altra tecnica comune per il monitoraggio dei vulcani. Vengono effettuate misurazioni ripetute dell'altezza verticale relativa e/o della distanza orizzontale e spesso i cambiamenti precedono un cambiamento nell'attività vulcanica. Tradizionalmente le misurazioni sono state effettuate con livelli e teodoliti di misurazione elettronica della distanza (EDM), ma le misurazioni GNSS (Global Navigation Satellite System) utilizzando una costellazione di 24-32 satelliti combinati con interferometria radar ad apertura sintetica hanno ampiamente sostituito i metodi EDM per il monitoraggio della deformazione vulcanica nella maggior parte dei paesi sviluppati (Dzurisin, 2007). Il GNSS fornisce una misura dei cambiamenti nella distanza da un satellite alle stazioni di terra e viene condotto sia in modalità campagna che continua. In modalità campagna uno o più ricevitori terrestri vengono spostati da un luogo all'altro durante un'indagine; in questo modo, è possibile coprire un'ampia rete di deformazione del suolo. In modalità continua, le stazioni GNSS permanenti vengono installate in posizioni chiave che circondano un vulcano e collegate in rete per fornire dati sulla posizione in tempo quasi reale che vengono elaborati per rivelare i sottili cambiamenti nella superficie del terreno che accompagnano l'intrusione o il ritiro di magma o fluidi idrotermali. Il vantaggio dei metodi GNSS rispetto alle tecniche convenzionali di deformazione del suolo è che sono più rapidi e meno laboriosi e non dipendono dalle condizioni meteorologiche.

Una tecnica basata sui satelliti che ha rivoluzionato il monitoraggio della deformazione del suolo è l'interferometria radar ad apertura sintetica (InSAR), in cui le immagini radar di grandi aree (come un intero vulcano) vengono realizzate tramite la scansione di un raggio radar sull'area e quindi confrontando l'immagine risultante con quelle dei passaggi precedenti del satellite. L'intervallo tra i tempi in cui i satelliti passano su un sito limita la loro applicabilità per il monitoraggio a breve termine. Tuttavia, la risoluzione temporale delle misurazioni sta migliorando. Con l'attuale aumento di satelliti, gli interferogrammi di passaggi ripetuti possono essere costruiti a intervalli di circa 12 giorni per i vulcani

equatoriali e circa 4 giorni per i vulcani ad alta latitudine (come quelli nelle Aleutine). Le differenze tra le immagini riflettono la deformazione del terreno e il metodo è sensibile a movimenti inferiori a un centimetro in condizioni favorevoli. Ci sono delle limitazioni: le anomalie atmosferiche possono ritardare il raggio radar e produrre falsi segnali, le aree con manto nevoso e vegetazione densa non producono segnali coerenti, sebbene i radar a lunghezza d'onda maggiore si siano dimostrati più efficaci nel penetrare la vegetazione. Oltre all'InSAR, le immagini radar stesse possono essere utili per rilevare e quantificare i cambiamenti nella morfologia di un vulcano, come l'apertura di fratture e la crescita di duomi, cambiamenti che possono essere importanti per valutare i pericoli ed emettere warning. Come metodo di sorgente attiva, il radar può produrre immagini notte e giorno e "vede" attraverso le nuvole, consentendo così osservazioni di vulcani avvolti dalle nuvole, come accade comunemente ai tropici e nelle isole Aleutine (e.g. Burgmann et al., 2000; Biggs et al., 2014).

1.1.3 Monitoraggio Geochimico e Termico

Vengono comunemente eseguite anche analisi del gas vulcanico e misurazioni della temperatura. Sono state osservate variazioni precursori prima e durante le eruzioni e queste vengono utilizzate sia per le previsioni che per migliorare la comprensione dei processi magmatici. Il monitoraggio del gas, inizialmente eseguito manualmente e con grande rischio utilizzando bombole evacuate per estrarre il gas dalle fumarole, seguito da analisi di laboratorio, viene ora eseguito anche con indagini aeree remote più sicure e strumenti telemetrici in situ che utilizzano spettrometri UV e sensori chimici per generare dati in tempo reale o quasi reale (Aiuppa et al., 2007; Gerlach e McGee, 2008; Galle et al., 2010). Le misurazioni satellitari delle emissioni di SO₂ sono utili anche quando i pennacchi di gas raggiungono altezze elevate nell'atmosfera. Il *Total Ozone Monitoring Satellite* è stato utilizzato per determinare le emissioni di SO₂ da una serie di eruzioni negli anni '80 e '90. Attualmente, i sistemi satellitari più importanti per il rilevamento delle eruzioni e il monitoraggio delle emissioni vulcaniche sono l'*Ozone Monitoring Satellite* (OMI) e l'*Atmospheric Infrared Sounder*, che restituiscono stime quantitative delle emissioni di anidride solforosa nell'alta atmosfera su base globale giornaliera (Carn et al., 2009). I gas SO₂, H₂S e CO₂ vengono monitorati anche da aeromobili o da sensori di gas a terra utilizzando una combinazione di sensori spettrografici e chimici diretti (ad esempio, Gerlach e McGee, 2008). Queste tecniche aeree sono complementari al monitoraggio satellitare perché rilevano più specie di gas a bassi livelli dell'atmosfera e vicino al vulcano. A

differenza delle misurazioni satellitari, che per i pericoli vulcanici sono utilizzate principalmente per il rilevamento delle eruzioni e il tracciamento delle nubi di cenere, i metodi aerei sono utilizzati anche nella previsione delle eruzioni.

Il monitoraggio termico viene utilizzato per il rilevamento delle eruzioni rilevando punti caldi sui vulcani, utilizzando sensori come l'*Advanced Very High Resolution Radiometer* (Dehn et al., 2000). Tuttavia, la sorgente (una bocca in un cratere vulcanico o un nuovo flusso o cupola di lava) è spesso troppo piccola per un'analisi quantitativa utilizzando i sensori termici satellitari disponibili. Invece, l'analisi termica quantitativa è attualmente eseguita principalmente utilizzando sensori a infrarossi portatili o aerei. Tali misurazioni termiche si sono dimostrate preziose nell'identificazione di zone di estrusione e nella documentazione dell'evoluzione delle eruzioni delle cupole di lava.

1.1.4 Monitoraggio gravimetrico, magnetico ed elettrico

Un approccio di monitoraggio vulcanico meno utilizzato è quello gravimetrico. L'intensità di un campo potenziale varia con la distanza dalla sorgente, ma non scende mai a zero. Pertanto, l'osservazione della gravità e dei campi magnetici può essere effettuata a distanze relativamente sicure dalla sorgente e, a condizione che siano effettuate su un'area sufficientemente ampia, può rivelare variazioni precursore (e.g. Rymer, 1994). Le misurazioni della gravità sono ambigue senza osservazioni simultanee di elevazione (deformazione del suolo), ma la combinazione è stata utilizzata efficacemente per il monitoraggio dei vulcani. La tecnica combinata, che è diventata nota come monitoraggio della microgravità, è in grado di rilevare cambiamenti precursori all'interno di un vulcano che altre tecniche non hanno risolto. Come per altre tecniche, il monitoraggio della microgravità può essere eseguito sia in modalità discreta che continua (e.g. Battaglia et al., 2008). Esempi di uso efficace della microgravità per il monitoraggio dei vulcani includono studi che hanno documentato l'intrusione magmatica sotto la caldera di Long Valley, California (Battaglia et al., 2003) e hanno aiutato a creare immagini dell'intrusione progressiva di un dicco magmatico sul vulcano Etna, Sicilia (Carbone et al., 2006).

Precursori magnetici dell'eruzione sono stati osservati sul vulcano Etna, dove intrusioni superficiali hanno prodotto cambiamenti significativi nel campo magnetico (Del Negro e Napoli, 2004). Tuttavia, la tecnica non è stata ampiamente adottata in altri vulcani, probabilmente a causa della complessità del campo magnetico in queste aree.

Le eruzioni esplosive con pennacchi di gas e cenere generano cariche elettriche significative, che a volte possono essere intense e spettacolari, come durante la grande eruzione esplosiva

del vulcano Chaite'n, Cile, nel 2008 (e.g. Behncke and McNutt, 2014). Queste scariche elettriche creano onde radio a bassissima frequenza, che possono essere rilevate a distanze fino a diverse migliaia di chilometri, utilizzando una rete a basso costo di sensori a radiofrequenza. Il *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN; wwlln.net) è stato creato per rilevare fulmini di tutti i tipi e dal 2010 il WWLLN gestisce un progetto sperimentale di monitoraggio delle nubi di cenere, che ha rilevato nubi di cenere da eruzioni esplosive, in particolare per i vulcani ad alte latitudini dove i temporali sono rari (e.g. McNutt e Thomas, 2015).

1.2 Sismologia vulcanica

La sismologia (dal greco *seismos* = terremoto e *logos* = parola) è la branca della geofisica che studia i fenomeni sismici, in particolare i terremoti, e la propagazione delle onde elastiche da essi generate.

L'obiettivo principale della sismologia vulcanica è comprendere la natura e la dinamica delle sorgenti sismiche associate all'iniezione e al trasporto del magma e correlate ai fluidi idrotermali (Chouet, 2003). I vulcani attivi sono fonte di una grande varietà di segnali sismici. Tradizionalmente, i segnali sismo-vulcanici sono stati classificati in cinque diverse tipologie: terremoti ad alta frequenza (HF) e a bassa frequenza (LF), tremori vulcanici, eventi ibridi ed esplosioni vulcaniche (ad esempio, Minakami, 1974; Lahr et al., 1994; McNutt, 1996; Zobin, 2003; Ibanez et al., 2003):

- Terremoti ad alta frequenza (HF; Fig. 1.3 A). Sono anche chiamati terremoti vulcano-tettonici (VT) o di tipo A, e sono caratterizzati da onde P e S nitide e frequenze dominanti comprese tra 5 e 15 Hz. Frequenze più elevate possono essere generate alla sorgente, ma non vengono registrate a causa di limitazioni strumentali o effetti di propagazione. Gli eventi HF sono stati attribuiti a forze tettoniche regionali, carichi gravitazionali, effetti della pressione dei pori e fratturazione idraulica, forze termiche e volumetriche associate all'intrusione, al ritiro, al raffreddamento del magma o ad alcune combinazioni di uno o tutti questi (McNutt, 2005). Differiscono dalle loro controparti tettoniche solo per i modelli di accadimento, che nei vulcani sono tipicamente sciami piuttosto che sequenze tipo foreshock-mainshock-aftershock (McNutt, 1996). Uno dei principali progressi nello studio degli eventi HF

è stata l'implementazione di una serie di tecniche utilizzate per migliorarne la localizzazione. Queste tecniche hanno permesso di definire numerose faglie non distinguibili in localizzazioni standard (ad esempio, Prejean et al., 2002; McNutt, 2005). Un altro metodo è la tomografia ad alta risoluzione sviluppata per visualizzare le strutture vulcaniche del sottosuolo a scale di poche centinaia di metri (ad esempio, Dawson et al., 1999; Patanè et al., 2006). Gli eventi HF sono anche molto utili nei vulcani per determinare l'orientazione degli stress attraverso lo studio dei meccanismi focali e dell'inversione del tensore degli stress (ad esempio, Barberi et al., 2000; Moran, 2003; Sanchez et al., 2004; Waite e Smith, 2004).

- Terremoti a bassa frequenza (LF; Fig. 1.3 C). Sono anche chiamati eventi di lungo periodo (LP) o terremoti di tipo B e sono generalmente caratterizzati da onde P emergenti, assenza di onde S e frequenze dominanti di 0.5-5 Hz (Chouet, 1996). I loro processi di origine non sono ancora ben compresi. Potrebbero essere causati da attività vulcaniche interne associate al movimento dei fluidi, all'apporto di calore e gas dal magma e all'interazione tra magma e acqua sotterranea. Nonostante l'ambiguità riguardo all'origine, molti autori hanno studiato questi eventi, concentrandosi su caratteristiche specifiche come il contenuto spettrale, la frequenza o la relazione con le eruzioni (McNutt, 2005). Per localizzare la loro origine, è impossibile utilizzare tecniche basate sull'inversione del tempo di propagazione, simili a quelle utilizzate per calcolare epicentri e ipocentri dei terremoti di tipo VT, a causa del loro inizio emergente. Lo studio dei terremoti di tipo LF richiede altre tecniche, come metodi di localizzazione basati sulla *semblance/radial semblance* (Kawakatsu et al., 2000; Marchetti e Ripepe, 2005). Inoltre, l'utilizzo di stazioni a banda larga nell'ultimo decennio ha permesso anche l'osservazione di eventi a lunghissimo periodo (VLP) con contenuto spettrale di 2-100 secondi (Neuberg et al., 1994; Ohminato et al., 1998) in molti vulcani in tutto il mondo, come Aso (Legrand et al., 2000), Merapi (Hidayat et al., 2002), Stromboli (Neuberg et al., 1994; Chouet et al., 2003), Popocatepetl (Chouet et al., 2005), Kilauea (Ohminato et al., 1998). Si presume che siano collegati ai movimenti di massa e rappresentino forze inerziali derivanti da perturbazioni nel flusso di magma e gas attraverso i condotti (Uhira e Takeo, 1994; Kaneshima et al., 1996; Chouet, 1996b). Alcuni autori utilizzano il termine evento di periodo ultra-lungo (ULP) per riferirsi a eventi con periodo superiore a 100 s (ad esempio, Ohminato et al., 1998; Houlie and Montagner, 2007).

- Tremore vulcanico (Fig. 1.3 D). Rimane il segnale sismico più caratteristico registrato sui vulcani e condivide la stessa banda di frequenza con gli eventi LP. La principale differenza tra gli eventi LP e il tremore vulcanico consiste nella durata: simile a quella dei terremoti per gli eventi LP; da minuti a mesi e oltre per il tremore vulcanico. Sulla base di ciò, molti autori hanno supposto che il tremore è una serie di eventi a bassa frequenza che si verificano a intervalli di pochi secondi (Chouet, 1992). I modelli sviluppati per spiegare l'origine del tremore, che generalmente coinvolgono complesse interazioni tra fluidi magmatici e le rocce circostanti (ad esempio Kubotera, 1974; Steinberg e Steinberg, 1975; Aki et al., 1977; Chouet, 1981), sono simili ai modelli degli eventi LP. Il tremore armonico e il tremore spasmodico sono due casi particolari del tremore vulcanico più generale. Il primo è una sinusoide a bassa frequenza, spesso monotona, con ampiezza che varia gradualmente, mentre il secondo è un segnale pulsante, irregolare e ad alta frequenza (Finch, 1949; McNutt, 1996). Anche nel caso del tremore vulcanico, le tecniche di localizzazione standard basate sull'inversione del tempo di percorrenza non possono essere utilizzate a causa del carattere non impulsivo del tremore. Pertanto, sono stati sviluppati nuovi metodi basati sulla distribuzione spaziale dell'ampiezza sismica, utilizzati per i segnali provenienti dalle reti sismiche classiche (per gli array sismici vengono utilizzate tecniche diverse) (Battaglia e Aki, 2003; Di Grazia et al., 2006). Numerosi studi hanno dimostrato una stretta relazione tra attività vulcanica e variazioni del tremore vulcanico: variazioni spettrali e di ampiezza (Gresta et al., 1991; McNutt, 1994; Alparone et al., 2007; Cannata et al., 2008) o variazioni di localizzazione della sorgente (Falsaperla et al., 2005; Di Grazia et al., 2006).
- Eventi ibridi (Fig. 1.3 B). Questi eventi iniziano con una fase ad alta frequenza seguita da un segnale monocromatico simile a un evento LP. L'analisi spettrale rivela le diverse proprietà di queste due fasi distinte. La porzione iniziale ad alta frequenza ha un ampio spettro, che si estende fino a frequenze di 40 Hz. Al contrario, il segmento LP è quasi monocromatico e raggiunge il picco a basse frequenze, intorno a 1-6 Hz. Lahr et al. (1994) suggeriscono che gli ibridi derivino da una rottura fragile su un piano che interseca un corpo fluido, combinando così il meccanismo sorgente sia per gli eventi VT che per quelli LP. Terremoti di questo tipo sono stati osservati in diversi vulcani, tra cui Deception Island (Ibanez et al., 2003), Galeras (Gil Cruz e Chouet, 1997), Montserrat (Neuberg et al., 1998; White et al., 1998) e Redoubt (Lahr et al., 1994).

- Esplosioni vulcaniche (Fig. 1.3 G). Sono anche chiamate explosion-quakes, accompagnano le eruzioni esplosive e molte sono caratterizzate dalla fase di shock aereo nei sismogrammi. Sono state ampiamente studiate negli ultimi anni anche utilizzando microfoni infrasonici o sensori di pressione infrasonici. Infatti, il segnale infrasonico, definito come onde acustiche a frequenza inferiore alla componente udibile del suono (<20 Hz), per brevi distanze viaggia in un'atmosfera pressoché omogenea, priva di strutture che possano diffondere, attenuare o riflettere le onde acustiche. Pertanto, a differenza del segnale sismico, il cui campo d'onda è fortemente influenzato dalla topografia (Neuberg e Pointer, 2000) e dagli effetti di percorso (Gordeev, 1993), il segnale infrasonico mantiene pressoché invariate le sue caratteristiche durante la propagazione, consentendo di ottenere informazioni sulla dinamica della sorgente. Il meccanismo sorgente del suono irradiato durante le eruzioni è ancora oggetto di dibattito. Secondo alcuni studi, questo segnale può essere correlato alla risonanza acustica del magma nel condotto, innescata da sorgenti esplosive, il che implica la propagazione di onde sonore nel magma e nell'atmosfera attraverso una bocca vulcanica aperta (Buckingham e Garces, 1996; Garces e McNutt, 1997; Hagerty et al., 2000). Altre ipotesi collegano la sorgente del suono alle dinamiche eruttive, come l'improvvisa apertura di un vent del vulcano (Johnson et al., 1998; Johnson e Lees, 2000), la coalescenza locale all'interno di una schiuma (Vergniolle e Caplan Auerbach, 2004) e la vibrazione delle bolle stromboliane (Vergniolle e Brandeis, 1994, 1996; Vergniolle et al., 1996, 2004). Sono stati sviluppati metodi per determinare i contributi energetici acustici e sismici relativi durante un'eruzione esplosiva, che hanno mostrato variazioni temporali probabilmente correlate al cambiamento delle caratteristiche e delle condizioni del condotto (Johnson e Aster, 2005).

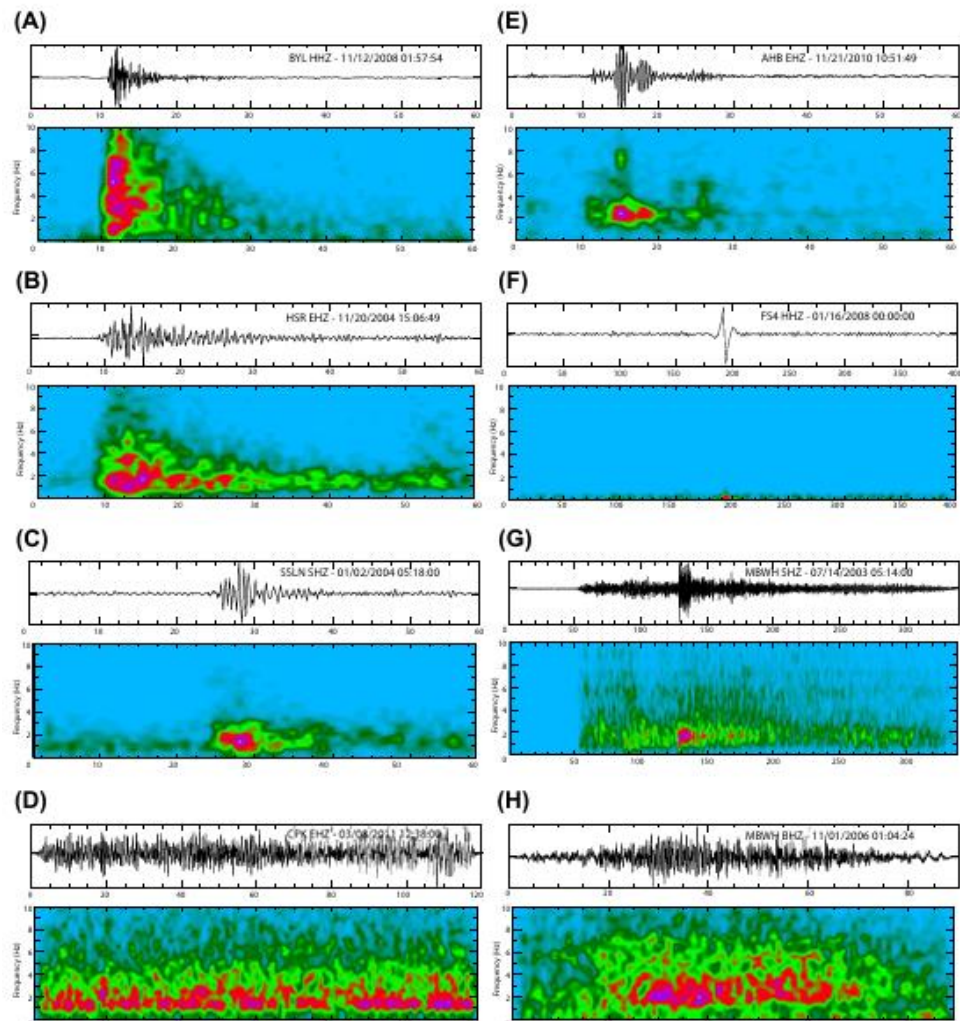


Fig.1.3 Esempi di forme d'onda (in alto) e spettrogrammi (in basso) di sismicità vulcanica: (A) Terremoto vulcano-tettonico registrato presso il vulcano Kilauea, Hawaii. (B) Evento ibrido registrato presso il Monte St Helens, Washington. (C) Evento di lungo periodo registrato presso il vulcano Shishaldin, Alaska. (D) Tremore vulcanico registrato presso il vulcano Kilauea, Hawaii (E) Terremoto profondo di lungo periodo registrato presso il vulcano Akutan, Alaska. (F) Evento VLP registrato presso il vulcano Fuego, Guatemala. (G) Terremoto esplosivo registrato presso il vulcano Soufriere Hills, Montserrat. (H) Evento di frana registrato presso il vulcano Soufriere Hills, Montserrat. Tutti i segnali sono stati filtrati con filtro passa-banda tra 0,1 e 10 Hz, ad eccezione di (F), che è stato filtrato con filtro passa-banda tra 60 e 12 secondi (da McNutt e Roman, 2015).

Il monitoraggio sismico, come lo intendiamo oggi, nasce intorno alla fine degli anni 60 inizio anni 70 grazie all'ausilio di piccoli sismometri portatili. Dalla fine degli anni 80 all'inizio degli anni 90 l'uso di sismometri a banda larga nonché l'ampio uso di tecniche di array sismico hanno aperto nuovi orizzonti sui meccanismi di origine e sull'importanza dei segnali sismo-vulcanici (Wasserman, 2012).

1.3 Segnali infrasonici dai vulcani

I vulcani generano un'ampia varietà di segnali acustici a bassa frequenza ($\sim 0.01\text{--}20\text{ Hz}$). I segnali infrasonici energetici prodotti da attività esplosiva possono propagarsi per centinaia o migliaia di chilometri in atmosfera (Fig. 1.4) e le grandi eruzioni esplosive (che rappresentano significativi pericoli sociali ed economici) vengono regolarmente registrate dalla rete infrasonica dell'IMS (*International Monitoring system*; Fig 1.5) (e.g. Fee e Matoza, 2015). Sono stati compiuti progressi significativi nella comprensione degli infrasuoni vulcanici attraverso distribuzioni locali dedicate (entro $<15\text{ km}$ dalla sorgente) in tandem con altri sistemi di osservazione. Questa ricerca ha identificato diversi meccanismi sorgente degli infrasuoni generati dai vulcani e ha chiarito l'influenza della topografia della sorgente vicina e delle condizioni atmosferiche locali sulla propagazione acustica e sulle registrazioni. Allo stesso modo, si stanno ottenendo progressi nell'inferenza dei processi delle sorgenti vulcaniche dai segnali registrati a distanze maggiori, tipicamente associati alle rilevazioni IMS (e.g., Matoza et al., 2018). Tuttavia, permangono sfide pratiche nell'ottimizzazione del rilevamento e della localizzazione delle sorgenti del segnale infrasonico dei vulcani remoti. Molte di queste sfide sono il risultato della forte variabilità del segnale associata alla propagazione acustica a lungo raggio attraverso l'atmosfera che varia temporalmente e spazialmente (e.g. Dabrowa et al., 2011). La tecnologia infrasonica si aggiunge a una crescente serie di strumenti geofisici disponibili per caratterizzare, comprendere e monitorare i processi vulcanici.

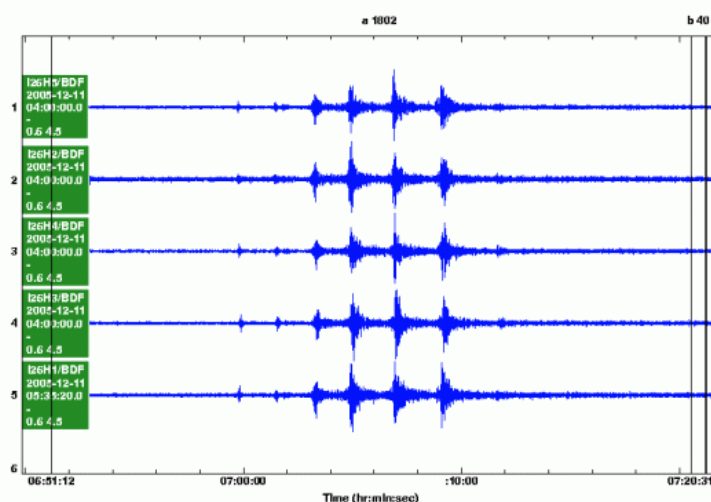


Fig. 1.4 Esempio di segnale infrasonico generato da un'esplosione in un deposito di petrolio di Londra nel dicembre 2005 registrata a Freyung, in Germania. (da [Infrasound monitoring | CTBTO](#))



Fig. 1.5 Mappa globale delle stazioni di monitoraggio dell'IMS (da [IMS Map | CTBTO](#))

La sismologia vulcanica e l'acustica vulcanica sono due metodi complementari per comprendere fenomeni rapidi associati all'immagazzinamento, al trasporto e all'eruzione di fluidi dal sottosuolo all'atmosfera. Registrando segnali nella stessa gamma di frequenza (da centinaia di secondi a decine di Hz), i dati sismici e acustici insieme rappresentano una registrazione più completa del campo d'onda elastico irradiato dai vulcani. Le onde sismiche sono prodotte da processi magmatici, idrotermali e di faglia del sottosuolo che si verificano all'interno e attorno ai vulcani dalle profondità del mantello alla superficie (ad esempio, Chouet e Matoza, 2013). Le onde acustiche sono prodotte da processi superficiali e subaerei poco profondi, tra cui eruzioni esplosive, degassamento poco profondo e flusso superficiale. Segnali sismici e acustici sono stati osservati per decenni presso alcuni vulcani in eruzione persistente, con l'evoluzione temporale di questi segnali contenenti informazioni dettagliate sulle dinamiche eruttive pluriennali (ad esempio, Ripepe et al., 2007; Iguchi, 2013; Matoza et al., 2013). Le eruzioni esplosive possono essere viste come fenomeni sismo-acustici, che generano onde acustiche di grande ampiezza. Nelle regioni vulcaniche remote, gli infrasuoni sono talvolta l'unica tecnologia possibile per registrare un'eruzione esplosiva e possono quindi fornire informazioni vitali per integrare i dati satellitari e stimare i parametri di rilascio di cenere per la sicurezza aerea.

Nei vulcani dotati di strumentazione sismica, i dati infrasonici riducono l'ambiguità nel rilevamento delle esplosioni delineando chiaramente i tempi e la durata dell'eruzione esplosiva; ciò è particolarmente utile quando il vulcano è oscurato visivamente dalla copertura nuvolosa (Matoza et al., 2007). Poiché gli infrasuoni vengono irradiati direttamente dai processi di eruzione esplosiva nell'atmosfera, i segnali contengono importanti vincoli per la vulcanologia fisica (ad esempio, Cerminara et al., 2016), tra cui stime della cronologia del flusso di volume e potenzialmente del flusso di massa (ad esempio, Johnson et al., 2008; Kim et al., 2015).

Le eruzioni vulcaniche esplosive sono tra le più potenti fonti di infrasuoni osservate sulla Terra. Più in generale, l'infrasuono vulcanico fa parte di un ampio spettro di onde atmosferiche prodotte dall'attività vulcanica che include onde gravitazionali, onde acustiche-gravitazionali, infrasuoni e segnali acustici udibili (Gossard e Hooke, 1975). In teoria il segnale infrasonico potrebbe essere utilizzato come uno strumento preventivo in vulcani a condotto aperto, perché conoscendo in maniera esatta la geometria e le dimensioni del condotto magmatico, nonché la velocità del suono nei gas vulcanici, si potrebbe effettuare il monitoraggio della pressione all'interno del condotto vulcanico e dell'altezza della superficie libera del magma. Ad oggi non si è, ancora, in grado di definire con precisione questi parametri; ma, nonostante ciò, il segnale infrasonico resta uno tra i segnali di monitoraggio più importanti in ambiente vulcanico.

Studi recenti hanno dimostrato che il segnale infrasonico è generalmente costituito da eventi che possono durare da 1 a 30 s, con la maggior parte dell'energia nella banda di frequenza 0.3-6.0 Hz. Il tremore infrasonico invece può durare da pochi minuti a qualche giorno ed è associato non solo a attività eruttive ma anche a processi di degassamento.

La prima osservazione di infrasuoni naturali è stata fatta nel 1883, oltre 50 barometri meteorologici in tutto il mondo registrarono disturbi della pressione di lungo periodo dovuti alla catastrofica eruzione del vulcano Krakatau, in Indonesia, del 27 agosto, con indice di esplosività vulcanica (VEI) 6 (Scott, 1884; Strachey, 1884, 1888; Verbeek, 1884). Un rapporto della Royal Society of London ha compilato le osservazioni barometriche e i resoconti dei suoni uditi (Strachey, 1888). Suoni simili a quelli dei cannoni erano udibili fino a circa 5.000 km di distanza. L'onda di pressione a lungo periodo, registrata come impulsi barometrici, si è propagata fino a sette volte attorno al globo (Strachey, 1888). Ci sono voluti circa 1.5 giorni per fare un giro completo, con una velocità di propagazione media di 300-325 m/s; i periodi dominanti a lungo raggio erano di circa 100-200 min (Gabrielson, 2010). Queste osservazioni stimolarono lo sviluppo di una teoria per spiegare queste onde

acustiche-gravimetriche, per comprendere gli effetti della gravità, della galleggiabilità e della struttura atmosferica sulla propagazione acustica da una fonte così immensa (ad esempio, LeConte, 1884; Lamb, 1911; Taylor, 1929, 1936; Pekeris, 1939; Pierce, 1963; Press e Harkrider, 1962, 1966; Harkrider, 1964; Harkrider e Press, 1967).

In uno studio pionieristico sui terremoti e le esplosioni aeree ("detonazioni") sul Monte Asama, in Giappone, Omori (1912) utilizzò sismometri e barometri per distinguere tra segnali sismici associati a esplosioni e terremoti non esplosivi. Molti degli eventi di esplosione erano udibili in insediamenti a distanze di circa 200-300 km, e alcuni erano abbastanza potenti da buttare giù porte e finestre. Omori ha utilizzato queste informazioni per mappare la propagazione del suono e le zone d'ombra acustiche, e ha considerato gli effetti del vento e della topografia sui segnali acustici.

L'uso di barometri meteorologici e di gruppi di microfoni infrasonici per studiare le onde di pressione atmosferica a bassa frequenza (<1 Hz) provenienti da esplosioni vulcaniche a distanze regionali e globali (da decine a migliaia di chilometri) è continuato per tutto il ventesimo secolo, ad esempio, Monte Pelee, Martinica 1902 (Tempest e Flett, 1903); Bezymianny, Russia 1956 (Gorshkov, 1960); Monte St. Helens, USA 1980 (Reed, 1987; Delclos et al., 1990); El Chichon, Messico 1982 (Mauk, 1983); Monte Tokachi, Giappone 1988; Sakurajima, Giappone 1989; Monte Pinatubo, Filippine 1991; e Ruapehu, Nuova Zelanda 1995 (Morrissey e Chouet, 1997).

Goerke et al. (1965), Wilson et al. (1966), e Wilson e Forbes (1969) hanno fornito alcune delle prime osservazioni di array di microfoni infrasonici di vulcani nella banda infrasonica bassa (0.01-0.1 Hz). L'eruzione del 1963 del Monte Agung, Bali, è stata registrata a 14.700 km di distanza a Boulder, Colorado (Goerke et al. 1965); e le eruzioni del 1967 dei vulcani Redoubt e Trident, Alaska, sono state registrate a Fairbanks, Alaska (Wilson et al. 1966; Wilson e Forbes 1969). L'enfasi principale di questi studi era la propagazione atmosferica dei segnali.

L'eruzione VEI 5 del 18 maggio 1980 del Monte St. Helens è stata particolarmente ben registrata e studiata. Similmente al lavoro di Omori (1912), le zone di udibilità sono state mappate da Fairfield (1980) fino a 700 km dalla sorgente. Le stazioni barografiche meteorologiche nel Pacifico nord-occidentale (fino a circa 400 km) hanno registrato l'evento (Bannister, 1984; Reed, 1987). Le onde di pressione sono state registrate in tutto il mondo a oltre 7.000 km dalla sorgente su microbarografi e array di microfoni infrasonici e sono state modellate come una combinazione di modalità Lamb e acustico-gravità (Bolt e Tanimoto, 1981; Donn e Balachandran, 1981; Bath, 1982; Liu et al., 1982; Delclos et al., 1990).

Utilizzando relazioni di scala empiriche pressione-distanza (Glasstone, 1977), Reed (1987) ha stimato la resa nucleare equivalente dell'esplosione principale in pochi megatoni. I segnali barografici con periodo ~ 300 s e i picchi osservati negli spettri delle onde sismiche di Rayleigh sono stati attribuiti alle oscillazioni atmosferiche (modalità gravitazionale e modalità acustiche normali) eccitate dall'eruzione (Kanamori et al., 1994; Watada e Kanamori, 2010). Le onde infrasoniche accoppiate aria-terra sono state inoltre registrate attraverso una rete sismica nello Stato di Washington (Johnson e Malone, 2007). Sono stati installati array di microfoni infrasonici a Kariya, in Giappone (Tahira, 1982) e a Windless Bight, in Antartide, a 26 km dal Monte Erebus (Dibble et al., 1984). Sebbene limitato alla banda 0.1–1 Hz, l'array Kariya ha rilevato di routine le esplosioni del vulcano Sakurajima a una distanza di 710 km e ha anche registrato l'eruzione del Pinatubo, nelle Filippine, del 1991 a una distanza di 2.770 km. Questi dati sono stati utilizzati per dedurre la cronologia eruttiva quando era impossibile effettuare osservazioni visive o strumentali in prossimità del vulcano (Tahira et al., 1996).

Infine l'eruzione del vulcano Hunga, a Tonga del 15 gennaio 2022, ha prodotto un'esplosione atmosferica di dimensioni mai documentate nelle moderne registrazioni geofisiche. L'evento ha generato un'ampia gamma di onde atmosferiche osservate a livello globale da diverse reti di strumentazione terrestri e spaziali (Fig. 1.6). La più evidente è stata l'onda di Lamb guidata dalla superficie ($\lesssim 0,01$ Hz), che è stata osservata propagarsi per quattro (più tre antipodi) passaggi attorno alla Terra nell'arco di 6 giorni. Come misurato dalle ampiezze dell'onda di Lamb, l'esplosione di Hunga è stata di dimensioni paragonabili a quella dell'eruzione del Krakatoa del 1883. L'eruzione di Hunga ha prodotto notevoli infrasuoni rilevati a livello globale (da 0,01 a 20 Hz), suoni udibili a lungo raggio (~ 10.000 chilometri) e perturbazioni ionosferiche. I sismometri di tutto il mondo hanno registrato onde sismiche pure e onde accoppiate aria-terra. L'accoppiamento aria-mare ha probabilmente contribuito al rapido arrivo degli tsunami (Matoza et al., 2022).

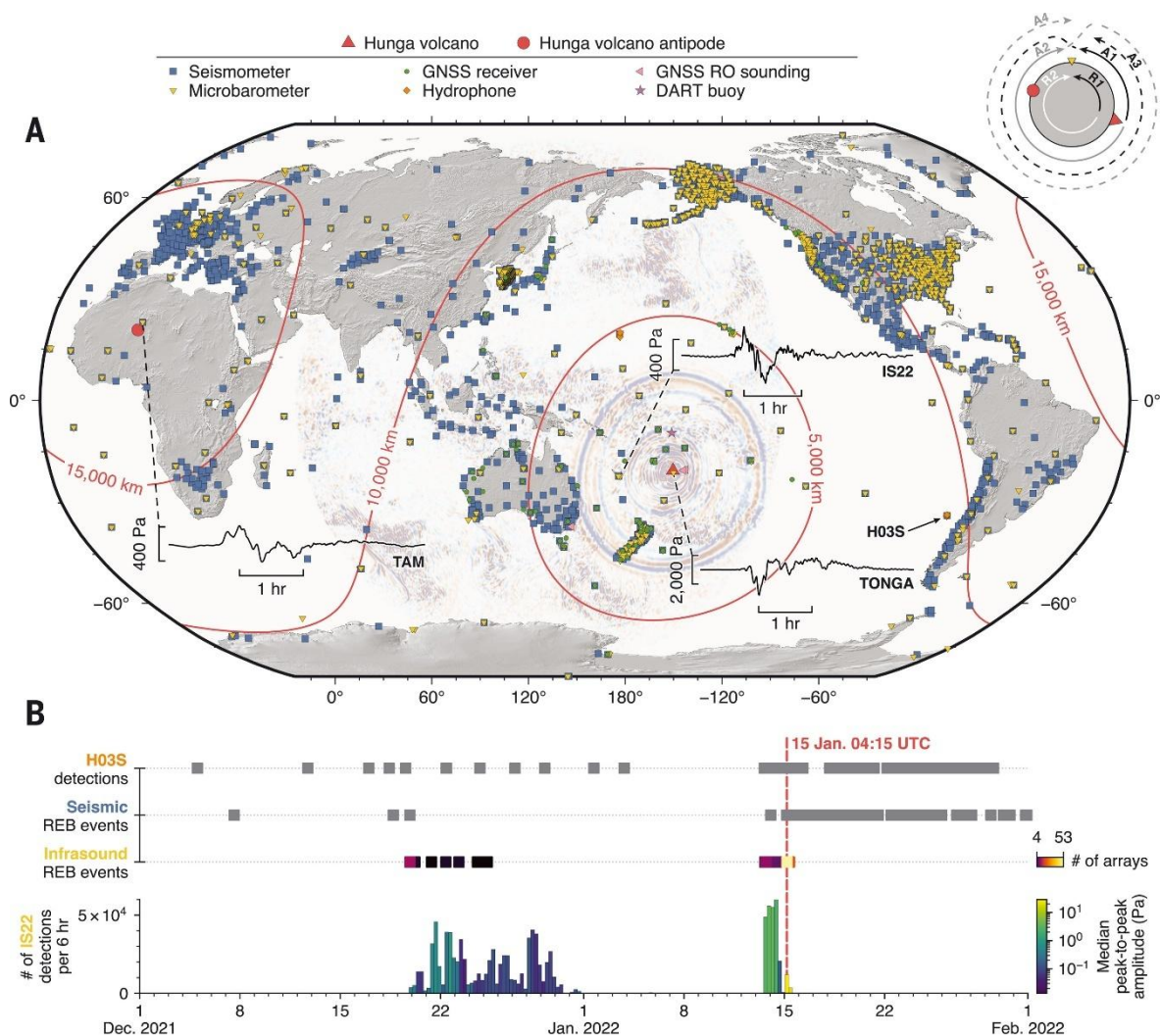


Fig. 1.6 Distribuzione globale dei sensori geofisici di registrazione e cronologia delle esplosioni durante l'eruzione avvenuta nel 2022 dal vulcano Hunga, Tonga (da Matoza et al., 2022).

Come per la sismologia vulcanica, la banda a lungo periodo (LP; 0.5–5 Hz) tende a essere una banda particolarmente ricca per le sorgenti acustiche vulcaniche. I progressi nel campo dell'acustica vulcanica sono stati quindi modesti fino a quando i microfoni adatti a queste frequenze non sono stati distribuiti vicino ai vulcani attivi. Il segnale infrasonico “vicino” (1–20 Hz) dai vulcani è documentato dagli anni '80 (ad esempio, Dibble et al., 1984; Firstov e Kravchenko, 1996). Iguchi e Ishihara (1990) e Yamasato (1997) hanno installato microfoni infrasonici a distanze di 2-5 km dai vulcani Sakurajima, Suwanosejima e Unzen in Giappone, registrando numerose esplosioni, flussi piroclastici (Yamasato, 1997), tremori infrasonici armonici (Sakai et al., 1996) e segnali impulsivi associati a eventi LP (Iguchi e Ishihara, 1990; Yamasato, 1998). Gli studi acustici sono iniziati sul vulcano Stromboli nei primi anni '90 (Braun e Ripepe, 1993; Vergnolle e Brandeis, 1994; Buckingham e Garcés, 1996). Da

allora, è diventato sempre più chiaro che una grande varietà di processi vulcanici produce uno spettro diversificato di infrasuoni nell'intervallo di frequenza 0.01-20 Hz (ad esempio, Fee e Matoza 2013).

2 MT. ETNA

2.1 Mt. Etna

Il Mt. Etna è un grande strato-vulcano di natura basaltica, alto circa 3350 m, situato lungo la costa orientale della Sicilia con un'estensione areale di 1200 km². È anche uno dei vulcani più attivi al mondo, caratterizzato da frequenti fenomeni eruttivi dalle bocche sommitali e da eruzioni di fianco che durante il 1900 hanno avuto una frequenza di accadimento media di 4 eventi ogni 10 anni (e.g. Branca e Del Carlo, 2005). Da un punto di vista geodinamico il Mt. Etna si localizza in corrispondenza della zona di collisione continentale tra la placca Euro-Asiatica a nord e quella Africana a sud. La presenza di un vulcanismo di tipo basico è associata ad una tettonica distensiva che interessa il margine orientale della Sicilia permettendo la risalita del magma dal mantello terrestre (e.g. Bousquet e Lanzafame, 2004). L'inizio della storia eruttiva del Mt. Etna risale al pleistocene medio (circa 500 ka). Al tempo questo vulcano era situato all'interno di un golfo nel quale si verificavano solo eruzioni sottomarine e di ciò abbiamo diverse testimonianze, tra queste, l'affioramento più noto è quello costituito dalle colate a "pillow" che formano la Rupe di Aci Castello (Fig.2.1) (e.g. Branca et al., 2008).

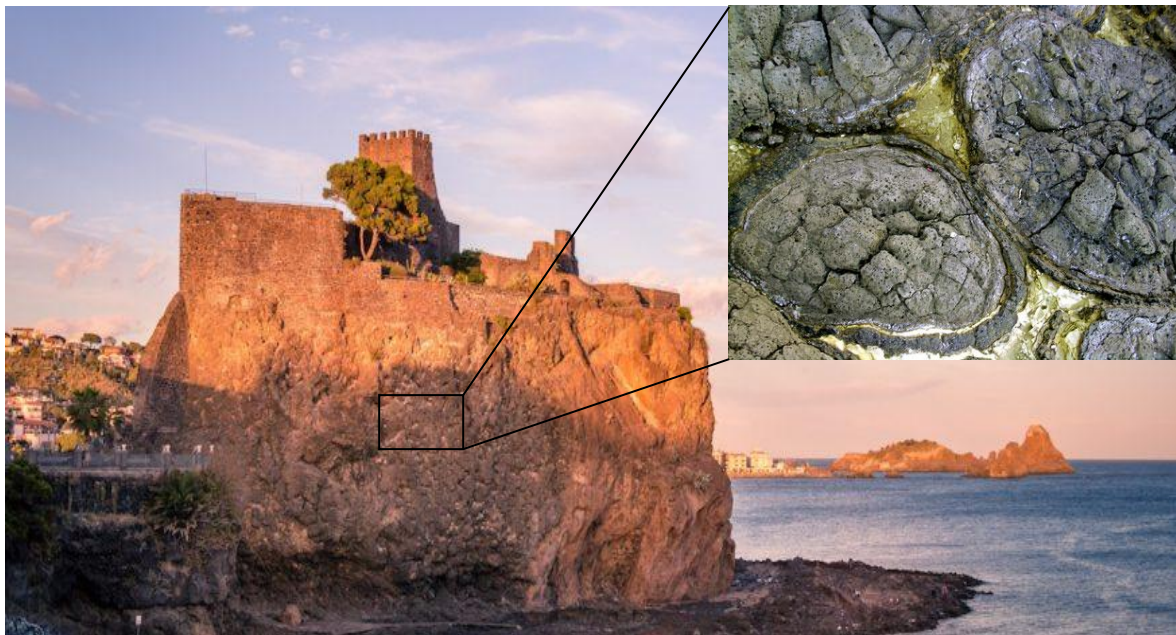


Fig. 2.1 Affioramento di colate a "pillow" sulla Rupe di Aci Castello.

Successivamente, in seguito al sollevamento della parte orientale della costa Siciliana si è passati ad attività di tipo subaerea. Queste si presentavano come attività fissurali dalle quali si producevano estese colate laviche che si espandevano sull'antica piana alluvionale del

fiume Simeto. Da 220 ka a 110 ka circa, l'attività eruttiva etnea si è concentrata in corrispondenza di un sistema di faglie dirette lungo la Costa Ionica, che rappresentano la prosecuzione settentrionale della scarpata Ibleo-Maltese nella regione etnea. Lungo questo sistema di faglie si sono verificate numerose eruzioni fissurali, la cui sovrapposizione porterà alla formazione di una prima struttura vulcanica a scudo estesa per circa 22 km in direzione NNO (Azzaro, 2004). Circa 110 ka l'attività eruttiva dell'Etna si sposta verso la depressione della Valle del Bove subendo un cambiamento estremamente importante: il passaggio da attività fissurali, che hanno caratterizzato le prime fasi di vita dell'Etna, ad attività centrale caratterizzata dall'alternanza di eruzioni effusive ed esplosive. Queste attività portano alla formazione di diversi centri eruttivi poligenici (Tarderìa, Rocche e Trifoglietto); tra questi il più grande è il Trifoglietto che raggiungerà un'altezza massima di 2400 m. L'attività eruttiva di questo grande centro si conclude circa 99 ka con un'attività pliniana polifasica, con la formazione di un deposito di pomici da caduta, ed è proprio durante questa fase che l'Etna acquista la struttura a strato-vulcano che lo caratterizza. Circa 57 ka si passa alla fase denominata a strato-vulcano nella quale si verifica un ulteriore spostamento dell'attività eruttiva verso nord-ovest che porterà alla formazione del più grosso centro eruttivo che costituisce la struttura principale del Monte Etna: il vulcano Ellittico (Branca et al., 2003). L'attività eruttiva di questo vulcano termina circa 15 ka fa con un'intensa fase esplosiva caratterizzata da una serie di eruzioni pliniane che hanno causato la formazione di una caldera e di una serie di depositi piroclastici ampiamente distribuiti sui fianchi dell'Etna. L'intensa e continua attività effusiva degli ultimi 15 ka riempirà del tutto la caldera del vulcano Ellittico coprendo in gran parte i suoi versanti e formando il nuovo cono craterico sommitale. Tale attività effusiva, originata sia dalle bocche sommitali che da apparati eruttivi parassiti, porterà alla formazione dell'edificio vulcanico attuale denominato vulcano Mongibello. Circa 10 ka fa una porzione del versante orientale del vulcano Mongibello fu soggetta ad una serie di importanti frane che hanno portato alla formazione dell'ampia depressione della Valle del Bove (Calvari et al., 2004) (Fig.2.2).



Fig. 2.2 Vista della Valle del Bove dal sentiero Schiena Dell'Asino.

Nel 122 A.C., dal vulcano Mongibello, ha origine un'eruzione esplosiva ad alta intensità (Coltelli et al., 1998). Tale evento porterà alla formazione di una Caldera denominata il Piano e una serie di depositi piroclastici da caduta, che hanno ricoperto parte della Sicilia sud-orientale provocando ingenti danni all'antica città di Catania che secondo numerose fonti latine e greche (Boschi e Guidoboni, 2001), fu esentata dal pagamento delle tasse dal senato Romano per i successivi dieci anni in seguito ai danni provocati da tale evento. Successivamente a quella appena descritta, nel 1669 l'Etna darà vita ad una delle eruzioni più grandi e distruttive a memoria d'uomo: si produrranno 600 milioni di m³ di lava in soli quattro mesi formando un campo lavico esteso 40 km² ed una lunghezza massima di 17 km (Branca et al., 2013) che causerà la distruzione dei paesini limitrofi e di una parte della città di Catania. Dopo la fine della grande eruzione del 1669 sull'Etna si è registrato un periodo di bassissima attività eruttiva fino al 1727 che fu caratterizzato solamente da tre eruzioni laterali (Branca e Del Carlo, 2005). Il 1880 è l'anno in cui aumenta la frequenza di attività esplosive sommitali (Stromboliane e fontane di lava). L'ultima eruzione ad alta intensità si verificherà nel 1928 e porterà alla totale distruzione del centro abitato di Mascali. L'ultimo ventennio di attività del Mt. Etna è caratterizzato da intense eruzioni a carattere prevalentemente esplosivo, tra le più importanti ricordiamo i parossismi del 2001, con fontane di lava che hanno raggiunto un'altezza di 1000 m, l'eruzione del 2002-2003, che può

essere considerata l'eruzione più distruttiva (in termini di infrastrutture) degli ultimi 100 anni ed infine ricordiamo gli eventi eruttivi susseguitisi dal 2007 al 2009.

2.2. Inquadramento Geografico e Geologico del Mt. Etna

Il Mt. Etna è il vulcano attivo più alto d'Europa, con un perimetro di 250 km e un'altezza massima di circa 3350 m s.l.m. È situato nel settore orientale della Sicilia, rappresenta un rilievo isolato delimitato a Nord dalla valle del Fiume Alcantara, ad Ovest dal fiume Simeto, a Sud dalla Piana di Catania e ad Est dalla costa Ionica.



Fig.2.3 Immagine satellitare della Sicilia ricavata con l'ausilio di Google Earth Pro.

Per quanto concerne l'inquadramento Geologico, il Mt. Etna è situato nella zona di sutura collisionale tra la Zolla Euroasiatica e quella Africana (Fig. 2.4). Il vulcanismo Etneo s'inquadra in un contesto geodinamico distensivo che ha interessato il margine settentrionale della Placca Africana dal tardo Miocene in poi, dando luogo, in un primo momento, ad estese attività effusive a prevalente carattere fissurale e, successivamente, alla creazione di un imponente strato-vulcano. Il Mt. Etna giace sulla crosta continentale siciliana (30 km di spessore), al confine con il bacino ionico. Questo bacino è costituito da una crosta oceanica più sottile (10-12 km), che subisce subsidenza al di sotto della Calabria (Scott, 1884;

Gvirtzman e Nur, 1999). A sud del vulcano, il confine tra questi due domini crostali corrisponde alla scarpata di Malta. Le faglie di questo sistema topografico, il più importante del Mediterraneo centrale, sono state nominate "sistema di faglia eolico-maltese". Questo sistema di faglie delimita due settori del vulcano: verso ovest, i dati tettonici e geofisici indicano che il Mt. Etna si trova in un contesto di compressione, modificato in superficie dalla presenza del vulcano e dalla sua attività, mentre verso est i dati testimoniano un regime estensivo, che controlla la Sicilia nord-orientale e una parte significativa della Calabria. Questo sistema si estende dalla scarpata di Malta, lungo la costa sud-orientale della Sicilia, fino alla base orientale dell'Etna (faglie di Timpe; Platania, 1906). Più a nord, il sistema tettonico prosegue meno regolarmente attraverso la Sicilia nord-orientale, prima di raggiungere il Mar Tirreno, dove le faglie controllano il vulcanismo dell'allineamento Vulcano-Lipari-Salina (Bonaccorso et al., 2004).

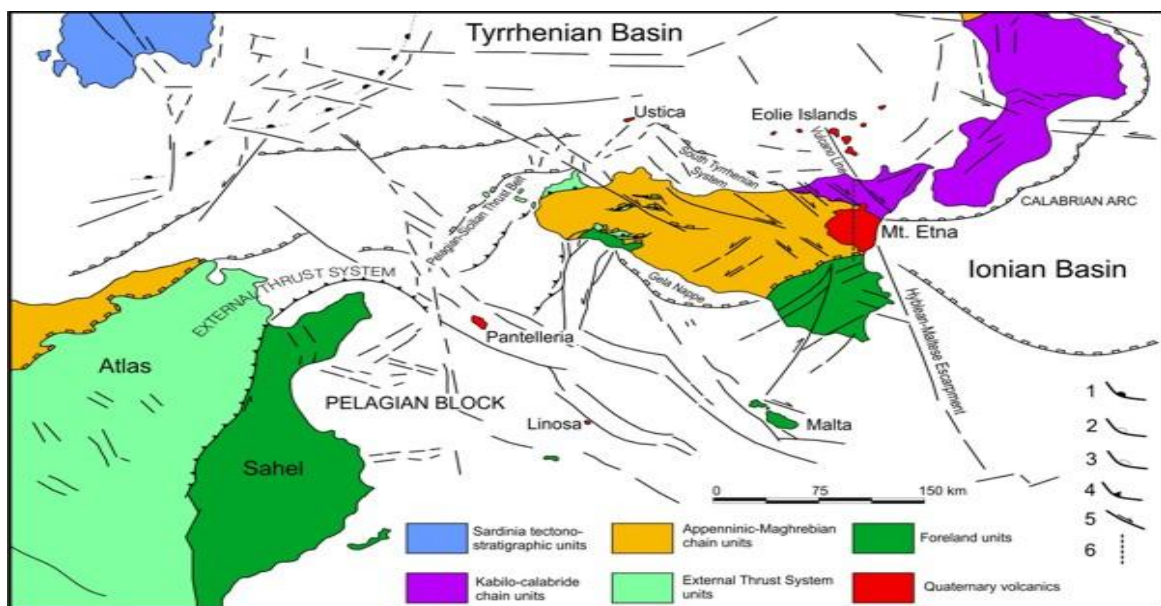


Fig.2.4 Inquadramento geologico-strutturale del Mediterraneo Centrale e del Mt. Etna (da Branca et al, 2011).

L'area sommitale del Mt. Etna non è mai rimasta uguale nel tempo, ad oggi sono attivi cinque differenti bocche eruttive: Bocca Nuova (BN), Voragine (VO), Nuovo Cratere di Sud-Est (NSEC), Cratere di Sud-Est (SEC), Cratere di Nord-Est (NEC).

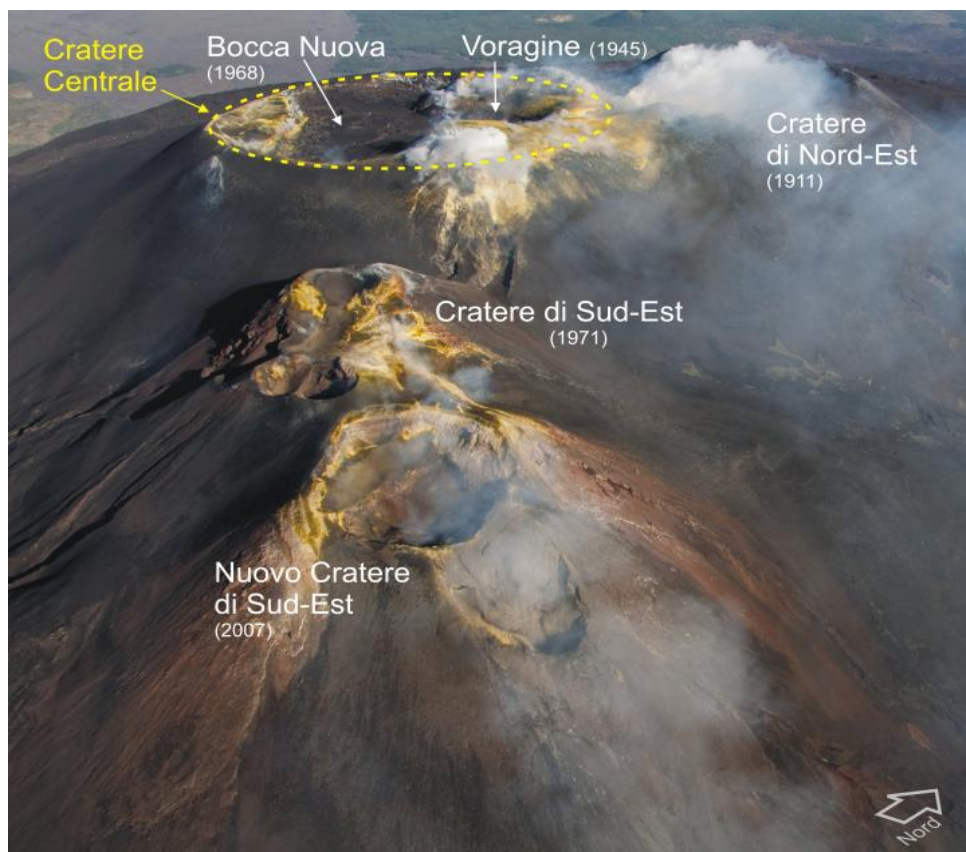


Fig. 2.5 Fotografia aerea dell'area craterica sommitale dell'Etna ripresa da Sud-Est. Accanto ai nomi dei cinque crateri oggi attivi è riportato tra parentesi l'anno della loro nascita. (Foto di Marco Neri).

2.3 Monitoraggio vulcanico al Mt. Etna

Il sistema di monitoraggio dell'Etna, costituito da reti geofisiche, geochemiche e vulcanologiche, è gestito dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo (INGV-OE) e dalla Sezione di Palermo (INGV-PA) per diverse attività relative al monitoraggio geochemico. Questa rete multidisciplinare permanente, con le sue 165 stazioni, mira a una rapida valutazione di parametri vulcanologici, geofisici (i.e., sismici, deformazione del suolo, gravimetrici, magnetici) e geochemici a fini di monitoraggio e sorveglianza, nonché all'acquisizione di dati di alta qualità per la ricerca. Particolare enfasi è stata data alla trasmissione dei dati in tempo reale, alla robustezza e ridondanza della rete e alle stazioni remote multi sensore. Quasi tutti i dati provenienti dai siti remoti vengono trasmessi tramite collegamenti misti radio-satellite o wireless al centro di monitoraggio dell'INGV di Catania, dove vengono memorizzati con una frequenza di campionamento diversa a seconda del tipo di dato.

Come mostrato approfonditamente nel Capitolo 1, il monitoraggio vulcanico viene eseguito in diverse maniere le più conosciute sono le seguenti:

- a) Videosorveglianza vulcanica;
 - b) Studio delle deformazioni del suolo;
 - c) Monitoraggio geochimico;
 - d) Monitoraggio geodetico e gravimetrico;
 - e) Monitoraggio sismico ed infrasonico.
- a) Le attività eruttive che si verificano alla sommità del vulcano (attività stromboliana, fontane di lava, colate laviche, emissioni di cenere e ricadute associate) sono monitorate da una rete di videocamere che integrano le informazioni derivate dall'indagine sul campo. Le immagini dell'Etna vengono trasmesse in tempo reale dalle sette telecamere in diretta disposte intorno al vulcano (quattro visibili e tre termiche; Figura 2.10e). Le telecamere visibili si trovano a Catania presso il "CUAD" (26 km a S dal SEC e 35 m slm), Nicolosi (15 km a S e 730 m slm), Schiena dell'Asino (5 km SSE e 2030 m slm), Milo (10 km ESE e 770 m slm), Montagnola (3 km a S e 2610 m slm), mentre le telecamere termiche sono dislocate a Nicolosi, Montagnola, e (dall'estate 2011) Monte Cagliato (7.8 km ESE e 1115 m slm). Ogni telecamera acquisisce un'immagine ogni 1-2 s e trasferisce il segnale video in tempo reale alla sala operativa, dove tutte le immagini vengono memorizzate e pubblicate a un frame rate inferiore sul sito www.ct.ingv.it (Patanè et al., 2013).

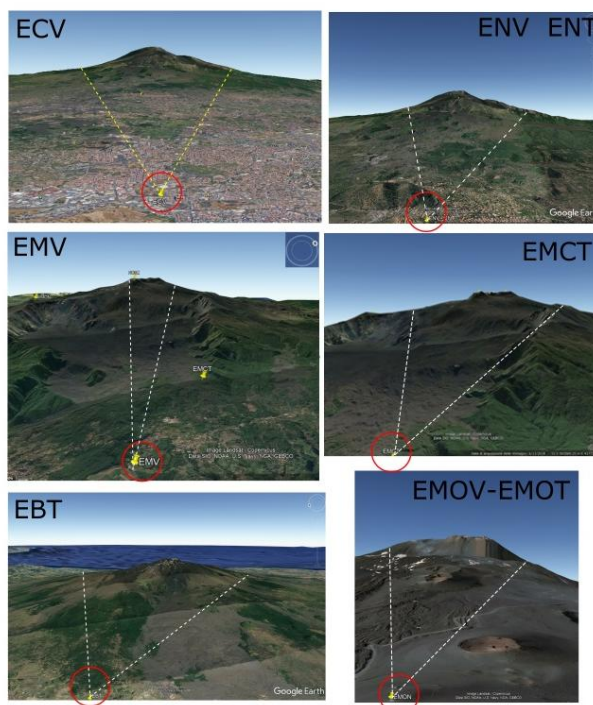


Fig. 2.6 Distribuzione delle telecamere al Mt. Etna per la videosorveglianza vulcanica (da [Ubicazione telecamere INGV](#))

b) A partire dagli anni '80, una varietà di tecniche come il livellamento, la clinometria, il sistema di posizionamento globale (GPS) e, più recentemente, il radar interferometrico ad apertura sintetica (InSAR) sono state utilizzate per misurare la deformazione del suolo dell'edificio e per mappare i modelli di deformazione spazio-temporale sull'Etna. Il monitoraggio continuo GPS (CGPS) della deformazione del suolo sull'Etna è iniziato nel novembre 2000. Negli ultimi 5 anni, la densità spaziale della rete CGPS (di seguito, Etn@net) è notevolmente aumentata: da 28 stazioni operative nel 2007 (31 nel 2008, 35 nel 2009-2010) a 36 stazioni (2011), consentendo una copertura completa dell'edificio vulcanico e in particolare dell'area sommitale, con una distanza media tra le stazioni di circa 5-6 km. I dati GPS continui (CGPS) vengono raccolti con una frequenza di campionamento di 30 s (per la soluzione giornaliera). I dati vengono elaborati con i pacchetti software GAMIT/GLOBK (Herring et al., 2006) e parametri di orientamento terrestre dell'International Earth Rotation Service (<http://www.iers.org>) per produrre soluzioni giornaliere poco vincolate, secondo la strategia descritta da Mattia et al. (2008). Attraverso l'uso del software GLOBK (Herring et al., 2006), le soluzioni giornaliere sono state analizzate al fine di stimare la velocità media del sito nel sistema di riferimento locale "Etn@ref" (Palano et al., 2010). La rete tilt permanente dell'Etna è composta da 13 strumenti elettronici biassiali installati in fori di sondaggio poco profondi. Questi strumenti sono installati a circa 3 m (modelli AGI 722 e 510 con risoluzione di 0.01-0.1 μ rad) o a 10-30 m di profondità (modello AGI Lily con risoluzione di 0.005 μ rad) (Bonaccorso e Gambino, 1997; Ferro et al., 2011). Tuttavia, la precisione reale del tilt, dovuta alla temperatura e agli effetti termoelastici (Bonaccorso et al., 1999), è di circa 0.2-0.5 μ rad per i dispositivi di profondità e 0.05 μ rad per i dispositivi di superficie. Gli strumenti hanno una componente di inclinazione, detta radiale, diretta verso i crateri sommitali e una variazione positiva del segnale che indica il cratere verso l'alto, mentre una seconda componente (tangenziale) è orientata ortogonalmente. La frequenza di campionamento è di 1 o 10 min.



Fig. 2.7 Mappa della Rete Clinometrica Permanente dei Vulcani Siciliani con fasi realizzative di una stazione clinometrica in foro: perforazione, posizionamento del clinometro ed infrastruttura di ricovero per i sistemi di alimentazione, acquisizione e trasmissione dati (da [Monitoraggio clinometrico INGV](#)).

- c) I dati sui gas vulcanici derivano dalle reti di gas permanenti MultiGAS (gestite dall'INGV-PA) e Flux Automatic Measurements (FLAME, gestite dall'INGV-OE) completamente automatizzate (Figura 2.10e).

La rete MultiGAS è costituita da una serie di 2-3 strumenti analizzatori di gas multicomponente che operano contemporaneamente, che sono permanentemente dispiegati sui crateri sommitali dell'Etna per misurare (a 0.1 Hz) le concentrazioni in-plume di CO_2 mediante spettroscopia infrarossa e SO_2 tramite uno specifico sensore elettrochimico. I dati acquisiti, temporaneamente memorizzati in una scheda di memoria interna, vengono telemetrati quotidianamente tramite ponte radio-modem fino a Palermo, dove vengono post-elaborati (utilizzando un software su misura) per calcolare i rapporti CO_2/SO_2 in-plume. Il FLAME (Flux Automatic Measurements) è costituito da nove stazioni spettrometriche autonome a scansione

ultravioletta distanziate di ~7 km l'una dall'altra e installate ad un'altitudine di ~900 m slm sui fianchi dell'Etna (Salerno et al., 2009; Campion et al., 2010). Ogni stazione scanner è costituita da uno spettrometro Ocean Optics S2000 collegato tramite cavi in fibra ottica a un telescopio montato in una testa rotante. Ogni dispositivo funziona indipendentemente dalle condizioni meteorologiche scansionando il cielo per ~9 ore (durante il giorno), in modo da intersecare il pennacchio a una distanza media di ~14 km dai crateri sommitali, e acquisendo una scansione completa in ~5 minuti. L'esposizione alla luce del rilevatore viene regolata automaticamente durante il giorno per ottimizzare il segnale. Le quantità di colonna di SO₂ vengono recuperate in tempo reale in loco dagli spettri ultravioletti a percorso aperto registrati applicando la tecnica della spettroscopia di assorbimento ottico differenziale (DOAS), ma utilizzando uno spettro modellato a “cielo sereno” piuttosto che uno spettro misurato come nella classica tecnica DOAS (Salerno et al., 2009; Spina et al., 2010). I profili dei pennacchi vulcanici scansionati con SO₂ vengono poi trasmessi in tempo reale all'INGV-OE di Catania, dove vengono sottoposti a valutazione della qualità dei dati. I dati che hanno superato il processo di valutazione vengono quindi automaticamente ridotti nel flusso di SO₂ e disponibili in tempo reale per scopi di sorveglianza.

- d) Sull'Etna viene effettuato sistematicamente anche il monitoraggio geomagnetico e gravimetrico. Nonostante le numerose (nove) stazioni geomagnetiche installate nei pressi dell'area sommitale (Napoli et al., 2008) (Fig. 2.10c), le serie temporali di dati indicano che i segnali magnetici sono più difficili da interpretare rispetto agli altri dati geofisici in termini di relazione con i fenomeni fisici e meccanici che si verificano nel sottosuolo prima della maggior parte delle eruzioni, generalmente meno energetiche, come le fontane di lava emesse dai crateri sommitali. Di solito vengono misurate solo piccole variazioni coeruttive. Al contrario, le misure gravimetriche potrebbero fornire importanti vincoli nella comprensione della dinamica del sistema di alimentazione superficiale.

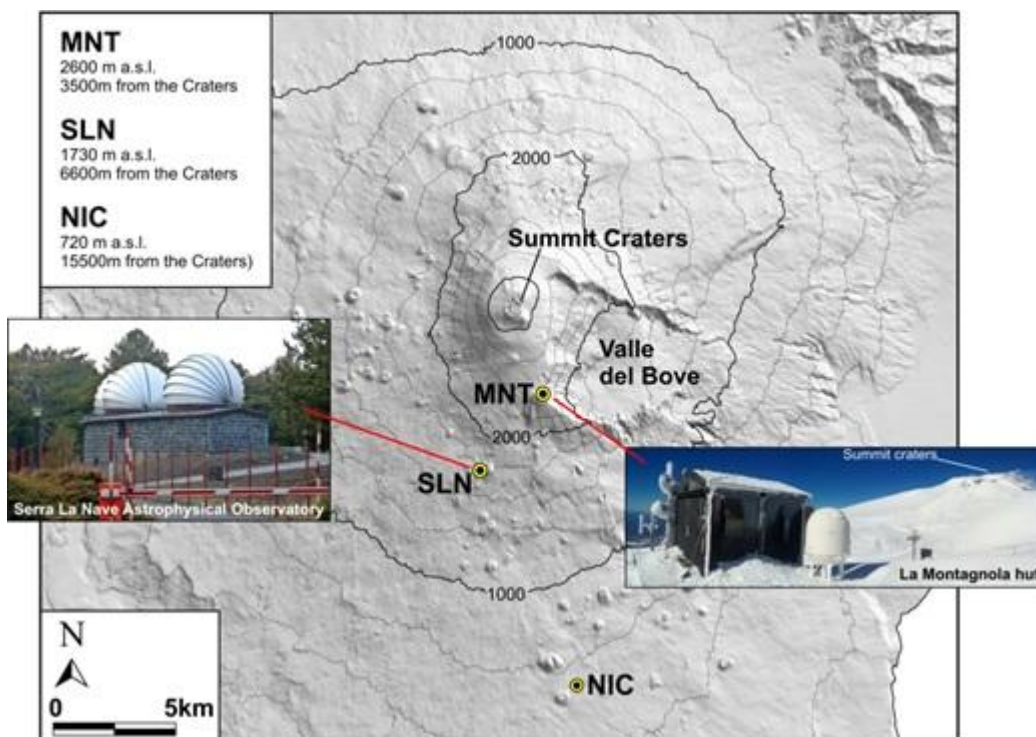


Fig. 2.8 Rete gravimetrica in registrazione continua all'Etna equipaggiata con gravimetri a superconduttori modello iGrav (da [Reti di Monitoraggio INGV](#)).

- e) Il monitoraggio sismico della Sicilia Orientale si avvale dei dati velocimetrici, accelerometrici e infrasonici acquisiti dalle stazioni della Rete Sismica Permanente gestita dall'Osservatorio Etneo (INGV). La Rete Sismica Permanente della Sicilia Orientale (RSP) è attualmente costituita da 62 stazioni, ubicate in un'area compresa tra l'Arcipelago Eoliano e l'Altipiano Ibleo, a cui si aggiunge 1 stazione ubicata sull'isola di Pantelleria. Circa il 50% delle installazioni sono poste nell'area del Mt. Etna. Le stazioni sono equipaggiate con sensori velocimetrici caratterizzati da una larghezza di banda che consente di registrare adeguatamente sia segnali di bassa e bassissima frequenza ($< 1\text{Hz}$) tipici delle aree vulcaniche, che quelli di più alta frequenza associati ai terremoti prodotti da sorgenti sismo-tettoniche. Alcune stazioni sono equipaggiate anche con un sensore accelerometrico "strong motion", le cui caratteristiche dinamiche sono tali da assicurare un'adeguata registrazione dei movimenti violenti del suolo, siano essi associati a terremoti particolarmente energetici e/o vicini alla stazione.

Tutti i segnali sismici vengono trasmessi al Centro di Acquisizione Dati Sismici di Catania dove vengono registrati in continuo, in formato digitale, ed analizzati automaticamente in real-time. Una connessione con linea dedicata assicura il

trasferimento continuo dei dati alla Sala Operativa dell'Osservatorio Etneo ubicata presso la sede di Piazza Roma, dove vengono svolte le attività di sorveglianza h24. La rete infrasonica dell'Etna è costituita da dieci stazioni permanenti equipaggiate con microfoni a condensatore prepolarizzato che operano nel campo delle frequenze infrasoniche (<20 Hz). I microfoni rilevano variazioni di pressione rispetto alla pressione atmosferica e permettono quindi di registrare tutti quei fenomeni che emettono onde acustiche (nel caso delle aree vulcaniche si utilizzano, prevalentemente, quelle nella banda degli infrasuoni).

Le stazioni infrasoniche sfruttano il sistema di digitalizzazione e trasmissione dati digitale della Nanometrics® utilizzato per la Rete Sismica Permanente (RSP) e vengono acquisite ad una frequenza di campionamento del segnale pari a 50 Hz (a differenza dei segnali sismici che vengono acquisiti a 100 Hz). Nel corso del 2015 è stato ultimato il processo di potenziamento della strumentazione utilizzata che ha permesso di sostituire i vecchi strumenti utilizzati con microfoni a condensatore prepolarizzato G.R.A.S.® 40AN (sensibilità 50 mV/Pa) equipaggiati con preamplificatore G.R.A.S.® 26HG. I vantaggi di questo microfono sono: robustezza e compattezza degli apparati, maggiore sensibilità, possibilità di estendere le osservazioni al disotto di 1 Hz e accurata calibrazione degli strumenti, a cura della casa produttrice, anche per frequenze inferiori a 0.2 Hz. Tutto ciò perché nel corso degli anni si è reso necessario riuscire ad individuare fenomeni con frequenze inferiori ad 1 Hz poiché si erano osservati eventi infrasonici a bassa frequenza (frequenza dominante 0.3 Hz).

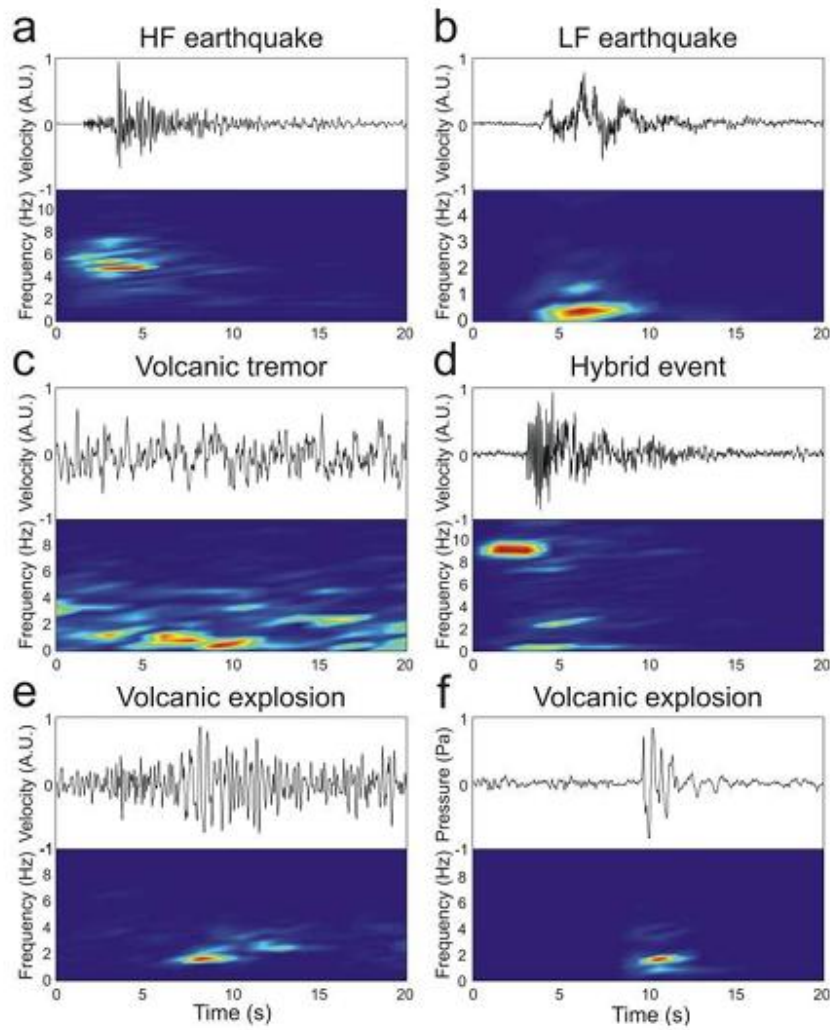


Fig. 2.9 Esempi di registrazioni di **(a)** terremoto ad alta frequenza (HF), **(b)** terremoto a bassa frequenza (LF), **(c)** tremore vulcanico, **(d)** evento ibrido e **(e)** segnale sismico e **(f)** infrasonico di un'esplosione vulcanica sull'Etna.

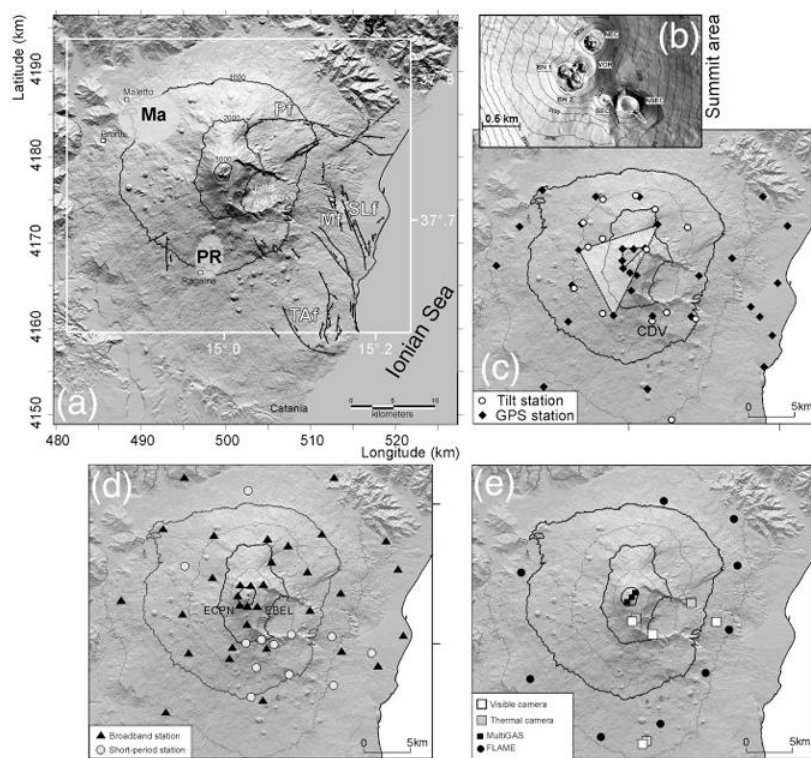


Fig. 2.10 a) Modello digitale di elevazione del vulcano Etna con faglie maggiori (b) distribuzione dei crateri sommitali (cratere di sud-est, SEC; Nuovo cratere di sud-est, NSEC; Cratere di nord-est, NEC; Bocca Nuova, BN (BN1 e BN2); Voragine, VOR); (c) posizione delle stazioni per la misura delle deformazioni del suolo. (D) stazioni sismiche (triangoli neri e cerchi grigi rispettivamente per banda larga e banda corta; (e) stazioni di telecamere termiche (quadrati grigi) e visibili (quadrati bianchi), gli strumenti MultiGAS (quadrati neri) e FLAME (punti neri) per il rapporto CO_2/SO_2 e il flusso di SO_2 di misura, appartenenti alle reti permanenti gestite dall'INGV (Patanè et al., 2013).

2.4 Attività eruttiva al Mt. Etna

L'attività eruttiva al Mt. Etna ha permesso allo stesso di essere annoverato tra i 25 vulcani attivi più longevi al mondo, ha origini molto antiche, risalenti all'olocene. Fin dall'epoca greca e romana, l'attività vulcanica dell'Etna è stata ampiamente documentata sia sulla sommità che sui suoi fianchi (Branca e Del Carlo, 2004). In generale, la cima dell'Etna è costituita da diversi settori in cui si sono verificate eruzioni effusive ed esplosive in modo quasi persistente. Queste eruzioni possono variare considerevolmente in termini di stile, magnitudo e intensità eruttiva (Rittmann, 1973; Guest, 1982), modificando continuamente la morfologia e la stratigrafia di un'area sommitale ripetutamente interessata da nuovi depositi di tefra e lava. Le pendici dell'Etna, invece, sono prevalentemente ricoperte da estesi campi di colata lavica, a testimonianza dello stile quasi prettamente effusivo che ha dominato l'attività vulcanica degli ultimi 2000 anni (Branca et al., 2011a, 2011b).

Oggi l'Etna è il vulcano attivo più alto d'Europa con un'altezza di oltre 3330 m.s.l. con quattro crateri sommitali, Cratere di Nord-Est (NEC), Voragine (VOR), Bocca Nuova (BC) e Cratere di Sud-Est (SEC). In realtà in molti studi si legge di un quinto cratere sommitale, il nuovo cratere di sud-est (NSEC), che tuttavia a causa delle continue attività eruttive, con il tempo si è fuso con il SEC tanto da far sparire la netta differenza morfologica tra i due apparati (Andronico et al., 2018). Per tal motivo, nel 2020, l'INGV-OE lo ha definito come un unico apparato, con il nome di cratere di sud-est (SEC)(INGV-OE, 2020). Entrambi i crateri formano ora una struttura a nido d'ape, in continuo cambiamento morfologico, a causa di molteplici collassi, della crescita dei coni di scorie e dell'accumulo di lava (Corsaro et al., 2017).

Diversi autori hanno cercato di inquadrare la recente attività storica dell'Etna, o anche solo degli ultimi decenni, in "cicli eruttivi". Una tendenza a lungo termine di crescente attività esplosiva alle eruzioni sommitali e di fianco rende il periodo 1670-2003 ancora un ciclo eruttivo in corso, secondo Branca e Del Carlo (2005). Analizzando l'attività effusiva durante il XX secolo, Andronico e Lodato (2005) hanno sostenuto che il periodo 1971-1999 mostra un aumento significativo della frequenza eruttiva, associato a un elevato volume di lava emessa e a un tasso di effusione più elevato rispetto al precedente intervallo 1900-1971. Sulla base delle relazioni tra la ricarica del sistema di alimentazione del vulcano e l'instabilità dei suoi fianchi sud-orientali, Allard et al. (2006) hanno ipotizzato un nuovo ciclo eruttivo successivo alla fine dell'eruzione del 1991-1993 (Calvari et al., 1994). Infine, Metrich et al. (2004) hanno proposto un intenso ciclo eruttivo iniziato nei primi anni '70, esaminando la chimica e il contenuto volatile delle inclusioni di fuso ospitate in olivina dei prodotti dell'eruzione del 2001.

2.4.1 Attività del Mt. Etna dal 2010 al 2021

Il 2011 ha segnato il ritorno dell'attività eruttiva dell'Etna (Ganci et al., 2012; Bonaccorso et al., 2013; Patanè et al., 2013), un anno e mezzo dopo la fine dell'ultima eruzione di fianco (13 maggio 2008 - 6 luglio 2009). Dopo alcuni giorni di piccole emissioni di materiale caldo (gas con una minore percentuale di piroclasti), si verificò un episodio di vigorosa attività stromboliana dal NSEC nella notte tra il 2 e il 3 gennaio. Dieci giorni dopo, lo stesso cratere produsse il primo di una serie di episodi eruttivi parossistici (Vicari et al., 2011). Gli episodi parossistici erano tutti confinati al NSEC e alle bocche sui suoi fianchi sud-orientali, meridionali e settentrionali. Nei primi eventi, almeno due o tre bocche erano attive all'interno del cratere, una delle quali si trovava vicino al suo bordo orientale, vicino al punto in cui la

lava fuoriusciva dal cratere. La prima bocca ad aprirsi all'esterno del cratere stesso fu attiva in una fase avanzata dell'episodio del 10 aprile 2011, ma durante i successivi cinque episodi tutta l'attività si verificò da bocche interne al cratere. Segni di indebolimento strutturale del fianco sud-orientale del nuovo cono in crescita furono evidenti per la prima volta durante l'episodio del 12 agosto 2011 quando, poco dopo la fine della fase parossistica principale, una piccola bocca si aprì sul fianco, emettendo un volume molto piccolo. Lo stesso evento produsse una colata lavica più consistente durante l'episodio successivo del 20 agosto 2011. Infine, nell'episodio del 29 agosto 2011, l'intero fianco sud-orientale del cono si fratturò, dando origine a una cortina di fuoco da una breve fessura che si estendeva quasi fino alla base del cono. Questa fessura si sarebbe riaperta durante tutti i parossismi successivi fino all'episodio del 15 novembre e la lava fluì più verso sud-est rispetto ai flussi precedenti diretti verso est-sud-est. L'episodio successivo, l'8 settembre 2011, culminò con l'apertura di nuove bocche, appena fuori dal cratere sul fianco nord-orientale del cono, che produssero sporadiche attività esplosive e rilasciarono anche due piccole colate laviche. L'episodio del 28 settembre 2011 culminò con l'apertura di ulteriori bocche, questa volta sul fianco settentrionale del nuovo cono (Behncke et al., 2014). La vigorosa fuoriuscita di lava da queste bocche fu accompagnata dall'emissione di un flusso lavico più consistente, che si estese sulla parte centrale della fessura eruttiva del 13 maggio 2008. L'attività in quest'area si verificò nuovamente durante alcuni episodi successivi del 2011, con un'emissione di lava minore da due bocche durante l'episodio dell'8 ottobre 2011. Tutti gli episodi hanno mostrato una successione simile di fasi diverse: (1) una fase di riattivazione consistente in una minore attività esplosiva all'interno del cratere che genera emissioni di cenere; (2) attività stromboliana, della durata da poche ore a diversi giorni; (3) emissione di lava dal cratere o dalle bocche sul suo fianco sud-orientale superiore, che normalmente precede l'inizio delle fontane di lava da poche decine di minuti a diverse ore; (4) un aumento della frequenza e dell'intensità delle esplosioni stromboliane che si fondono in un getto continuo (fontane di lava), della durata da poche decine di minuti a diverse ore; (5) una fase calante in cui le fontane di lava vengono gradualmente sostituite da una potente emissione di cenere, della durata da pochi minuti a 20 minuti; (6) emissione passiva di cenere e drenaggio di lava dai canali di flusso principali, che dura fino a poche ore (Behncke et al., 2014). Gli intervalli tra gli episodi parossistici nel 2011 sono variati notevolmente, da un minimo di 5,5 giorni, a un massimo di 58 giorni. In particolare, nella prima metà del 2011 sono stati registrati solo 4 episodi, mentre i restanti 14 si sono verificati nella seconda metà, con il periodo di maggiore frequenza tra luglio e settembre (11 eventi). A partire da metà agosto, gli intervalli di riposo

hanno iniziato a mostrare un progressivo allungamento; a 3 episodi a settembre, ne sono seguiti 2 a ottobre, 1 a novembre e nessuno a dicembre.

Il 2012 è stato un anno che ha visto il verificarsi di pochissime eruzioni rispetto all'anno precedente. Prima dell'evento del 4/3/2012, l'INGV ha documentato il verificarsi di sei eruzioni esplosive dal cratere a pozzo sul fianco sud-orientale del NSEC. L'evento del 4/3/2012 è iniziato alle 4:29 UTC (tutti gli orari saranno indicati in UTC) preceduto da un aumento del tremore vulcanico ed è stato caratterizzato da forti esplosioni stromboliane che sono cresciute in frequenza ed energia nel tempo. Queste esplosioni sono state accompagnate da una fuoriuscita di lava da una fessura formatasi sul bordo sud-orientale del NSEC. Il flusso ha raggiunto la base del cono e si è poi diretto verso il fianco occidentale della Valle del Bove. Alle 7:30, l'attività vulcanica si è trasformata in una fontana di lava sostenuta che è aumentata di intensità e ha generato una colonna eruttiva di circa 5000 m di altezza. Alle 7:48, si è formata una nuova bocca eruttiva sul fianco sud-occidentale del cono del NSEC, alimentando una nuova colata lavica, che si riversa tra il SEC e il NSEC. Sono stati osservati diversi piccoli flussi piroclastici che scorrevano verso nord-est sul fianco settentrionale del NSEC. L'interazione tra la lava calda e gli strati nevosi ha causato fenomeni di vaporizzazione associati a flussi piroclastici di bassa scala diretti a sud, che si sono spostati per alcune centinaia di metri. Lo scioglimento di neve e ghiaccio ha inoltre causato un lahar che si è riversato verso la stazione di monitoraggio "Belvedere", situata sul versante occidentale della Valle del Bove (Giacomoni et al., 2018). Il 18 marzo 2012, diverse stazioni di monitoraggio hanno registrato un aumento del segnale di tremore alle 4:00, associato alla ricorrenza di esplosioni stromboliane intracrateriche al NSEC. Alle 7:45, le esplosioni stromboliane si sono trasformate in fontane di lava sostenute e una colata lavica si è spostata verso il fianco orientale della Valle del Bove con diverse diramazioni che hanno interagito con la neve causando esplosioni freatomagmatiche e piccoli lahar. Il parossismo del 24/4/2012 è iniziato in serata. Analogamente ai precedenti eventi eruttivi, anche questa eruzione è stata caratterizzata da fontane di lava sostenute accompagnate da una colonna eruttiva di tefra. La ricaduta di cenere e lapilli ha interessato il settore nord-orientale del vulcano e diverse colate laviche si sono riversate verso la Valle del Bove, formando un complesso campo lavico (Giacomoni et al., 2018).

All'inizio di gennaio 2013, una serie di brevi episodi di intensa attività stromboliana e fontane di lava iniziò presso il vicino cratere BN e il 22 gennaio iniziò una moderata attività stromboliana anche al NSEC. Per circa quattro settimane l'attività si alternò tra i due crateri, prima che, all'inizio del 19 febbraio, il NSEC producesse il suo primo episodio eruttivo

parossistico dopo quasi dieci mesi. Al 28 febbraio, si erano verificati altri cinque parossismi a un ritmo insolitamente frenetico, accompagnati da ulteriori episodi eruttivi alla BN e anche da un'intensa attività stromboliana alla VOR, che si era risvegliata da oltre 13 anni di quiescenza. A marzo si sono verificati solo due episodi parossistici piuttosto intensi, seguiti da altri cinque ad aprile, l'ultimo dei quali la sera del 27 aprile (De Beni et al., 2015). Dopo un'estate piuttosto tranquilla nel 2013, il NSEC si è risvegliato con sporadiche emissioni di cenere e deboli esplosioni stromboliane il 3 settembre, per poi tornare a produrre parossismi all'inizio del 26 ottobre. Ulteriori episodi eruttivi parossistici si sono verificati l'11 novembre, il 16-17 novembre, il 23 novembre, il 28 novembre e il 2 dicembre, alcuni dei quali tra i più violenti della serie di parossismi iniziata nel gennaio 2011. Tuttavia, a metà dicembre, un cambiamento nella dinamica eruttiva del NSEC è diventato evidente, quando il successivo episodio eruttivo ha prodotto un'intensa attività effusiva stromboliana e voluminosa, ma non è mai culminato in una fontana di lava sostenuta e in un'emissione voluminosa di tefra. La sua durata (>48 ore) è stata chiaramente la più lunga di tutti gli episodi eruttivi dal 2011. L'episodio successivo, dal 29 al 31 dicembre 2013, è stato una ripetizione quasi esatta del precedente in tutti i suoi parametri (De Beni et al., 2015).

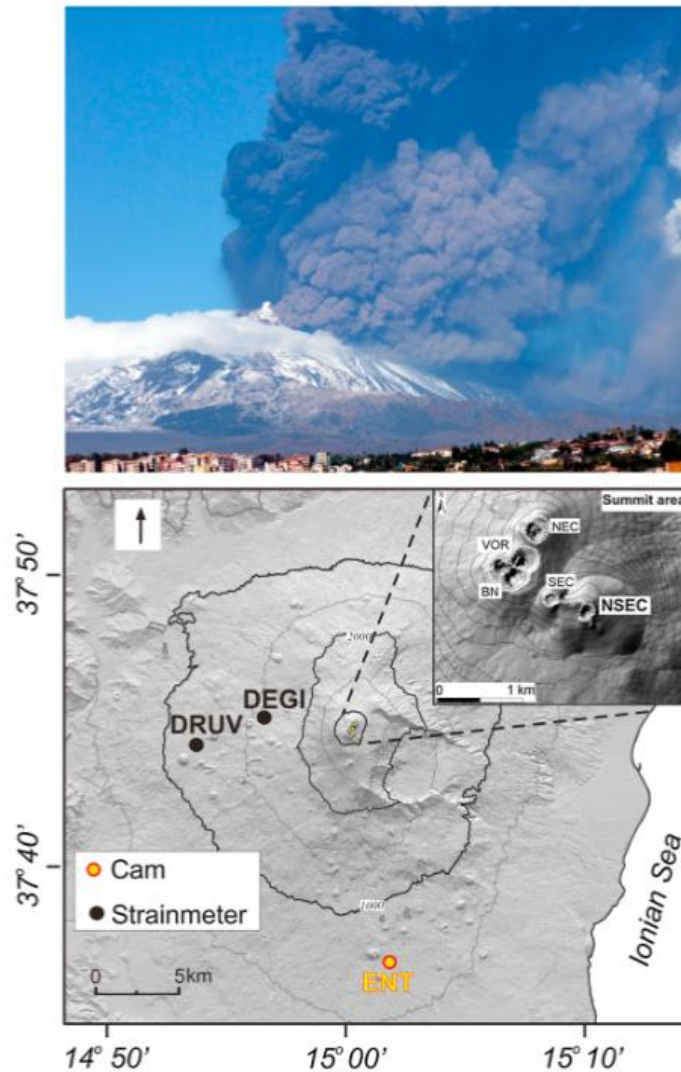


Fig. 2.11 Mappa dell'Etna e stazioni multidisciplinari (sondaggi, estensimetri e telecamere) In alto: foto della fontana di lava del 23 novembre 2013 scattata dal fianco meridionale guardando verso nord (da Bonaccorso et al., 2014).

Durante il 2014 l'attività eruttiva non ha raggiunto la stessa intensità registrata negli episodi precedenti dal 2011. L'anno è iniziato con attività stromboliana al NSEC nei primi giorni; l'attività è continuata fino ad aprile, con un'effusione lavica a bassa velocità, spesso accompagnata da una bassa attività stromboliana e da emissioni di cenere (Bonforte et al., 2015). L'11 febbraio, una porzione del cono del NSEC, interessata dall'apertura delle bocche eruttive (vedi Figura 2.12), è collassata nella Valle del Bove (VdB), producendo una valanga ardente lunga quasi 4 km. Le telecamere di sorveglianza dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Osservatorio Etneo (INGV-OE) hanno mostrato una debole emissione di cenere rossastra da un'area di bocca effusiva attiva situata poche centinaia di metri sotto la sommità del SEC. Questa emissione ha preceduto di circa 20 s la nube di cenere generata dalla formazione e discesa del PDC (pyroclastic density currents) lungo i pendii del NSEC

(Watson et al., 2023). Da maggio all'estate, si sono verificati altri periodi di attività al NSEC e nuove bocche si sono aperte (tra luglio e agosto) verso nord, lungo una fessura formatasi sul fianco orientale del NEC (Figura 2.12), sempre oltre i 3000 m di quota. Tutti questi periodi di attività, successivi ai precedenti iniziati nel 2011 (Behncke et al., 2014), hanno modificato continuamente la forma e le dimensioni del cono del NSEC e prodotto diverse colate laviche che hanno formato un campo di colata lavica complesso e spesso sulla ripida parete occidentale del VdB (Figura 2.12) (Bonforte et al., 2015). Dopo agosto 2014, in ottobre è stata osservata al NSEC solo una lieve attività stromboliana, dopo alcuni mesi di quiescenza, e nel pomeriggio del 28 dicembre 2014 l'attività eruttiva è ripresa violentemente alla sommità del vulcano (Gambino et al., 2016). Sfortunatamente, le osservazioni dirette del fenomeno sono state ostacolate dalle cattive condizioni meteorologiche e la sommità del vulcano è rimasta nascosta da una fitta coltre nuvolosa per l'intera durata dell'eruzione. Ciononostante, i segni di un'eruzione in corso erano molto chiari: un'intensa caduta di cenere ha interessato il fianco orientale del vulcano e anche la fontana di lava e le colate laviche hanno illuminato le nuvole per tutta la notte. L'attività della fontana di lava è durata alcune ore, terminando progressivamente durante la notte. Nei giorni successivi la visibilità è migliorata e due flussi di lava sono stati visibili sulla neve, uno che scorreva lungo il consueto percorso verso est nel VdB e uno nuovo che scorreva verso sud-ovest (Figura 2.12). Ciò suggeriva un punto di emissione diverso rispetto a tutte le precedenti eruzioni al NSEC. La fontana di lava è stata, infatti, prodotta da una frattura orientata NE-SO che attraversava l'intero cono, tra il NSEC e il vecchio SEC, e ciò ha permesso alla lava di fluire su entrambi i lati (Bonforte et al., 2015). La frattura eruttiva si sviluppò tra i due crateri SE, un'area già interessata da un'intensa fratturazione e attività fumarolica. Le fratture di degassamento erano allineate in direzione N75°E e distribuite seguendo uno schema concavo pressoché concentrico. Le fratture in quella zona erano già osservabili almeno dall'aprile 2014 e sembravano essere più evidenti nell'agosto 2014, in particolare dopo la fine dell'eruzione della frattura (Gambino et al., 2016).

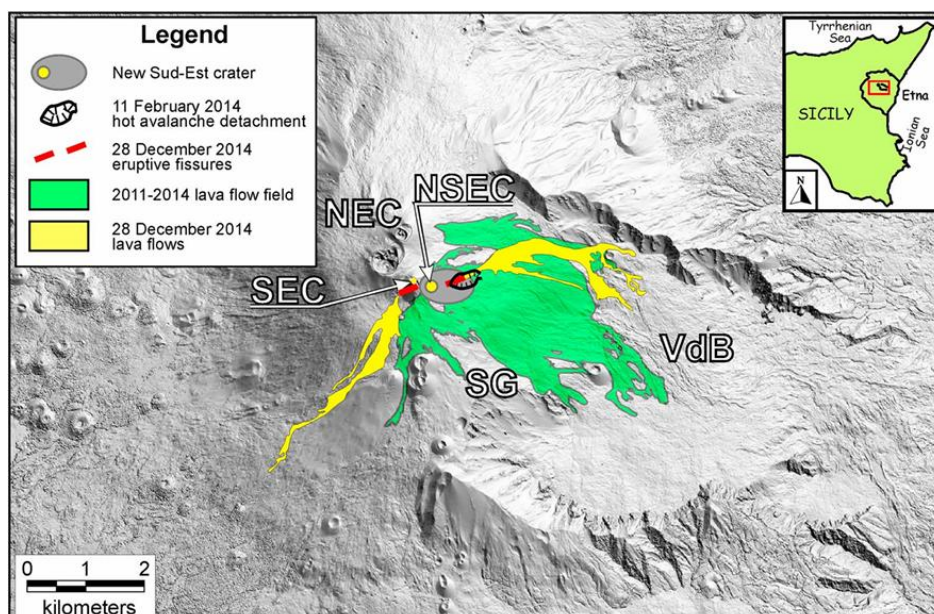


Fig. 2.12 Mappa della parte sommitale dell'Etna che mostra il campo lavico in posto dal 2011, l'area di distacco dell'11 febbraio 2014 e le fessure eruttive e le colate laviche del 28 dicembre 2014 (da Bonforte et al., 2015).

Nei giorni 2 e 3 gennaio 2015 dal SEC si verifica una cospicua emissione di sabbia vulcanica in concomitanza con tale evento, ha inizio un'intensa attività stromboliana intracraterica al cratere VOR, che si conclude solo il 18 Gennaio (Rapporto interno INGV-OE, 2015). Il giorno 1 febbraio riprende l'attività eruttiva al SEC, con attività stromboliana intensa e l'apertura di una frattura alla base del cono e l'emissione di una colata in direzione Sud-Ovest. Era in corso una vivace attività stromboliana da una singola bocca eruttiva posta sulla "sella" fra i due coni del SEC. Le esplosioni avvenivano ad intervalli di pochi secondi, lanciando bombe incandescenti fino a circa 200 m di altezza, che sono ricadute soprattutto sul fianco meridionale del SEC (Rapporto interno INGV-OE, 2015). Dopo un intervallo di quiete durato più di due mesi, l'Etna mostra nuovi segni di vita. Il 12 aprile 2015, è iniziata una breve sequenza esplosiva dalla parte occidentale Bocca Nuova. Nella notte dell'11 maggio ha inizio una nuova fase di attività stromboliana allo stesso cratere; si apre una frattura sul fianco orientale del cono con l'emissione di una colata che avanza in direzione NE, verso la Valle del Leone e Monte Simone. L'episodio eruttivo cessa completamente il 16 Maggio (Rapporto interno INGV-OE, 2015). Dopo la fine dell'ultimo episodio eruttivo al NSEC, il 16 maggio 2015, l'attività dell'Etna è rimasta su un livello molto basso, caratterizzato sostanzialmente da un degassamento a volte intenso dai crateri sommitali (Rapporto interno INGV-OE, 2015). Nella seconda metà di ottobre 2015, si è osservato un

ritorno dell'attività magmatica al cratere VOR dell'Etna, che aveva mostrato un'attività simile sebbene più intensa nella prima metà di gennaio 2015 (Rapporto interno INGV-OE, 2015). Il 27 ottobre, la bocca interna della VOR era sede di una vivace attività stromboliana, tale attività è continuata nei giorni successivi sull'alto fianco meridionale del vulcano (Rapporto interno INGV-OE, 2015). Il 25 Novembre entra in attività anche il SEC, con l'apertura di un nuovo cratere a pozzo sull'alto fianco orientale (Rapporto interno INGV-OE, 2015).

Tra il 2 e il 18 dicembre 2015, tutti e quattro i crateri sommitali dell'Etna hanno generato una straordinaria sequenza di eventi eruttivi. Questo comportamento era già stato osservato nel 1997, 1998 e 1999 (Harris e Neri, 2002; Calvari et al., 2002; Behncke et al., 2003; Corsaro et al., 2013), ma questa è stata la prima volta che una sequenza di potenti parossismi e altre attività significative si è verificata in così rapida successione, in sole due settimane, e con una così ampia varietà di fenomeni eruttivi. Tra le prime ore del mattino del 3 dicembre e il pomeriggio del 5 dicembre, nell'arco di 38 ore, il VOR ha prodotto quattro potenti episodi parossistici. Questi eventi hanno prodotto alte fontane di lava, clasti incandescenti sono stati espulsi fino a 3 km a nord del bordo del cratere durante il primo di questi eventi, il 3 dicembre (Fig. 2.13 a,c) e colonne eruttive fino a 10-14 km sopra il livello del mare (Fig. 2.13b). Nessun flusso di lava è stato emesso al di fuori dei bordi della VOR e della BN, sebbene lava reomorfa, alimentata dalle fontane, abbia riempito sia la VOR che la BN; questo materiale era prossimo a traboccare dal bordo della BN prima che l'attività cessasse. La subsidenza del fondo del cratere sottostante e la compattazione del materiale eruttato hanno portato a un rapido abbassamento della lava che riempiva il cratere subito dopo la fine dell'eruzione. Ciascuno dei parossismi della VOR è stato caratterizzato da un iniziale aumento cospicuo dell'attività stromboliana, seguito da un rapido inizio di elevate fontane di lava e voluminosa emissione di tefra. La transizione da una fontana di lava bassa e pulsante a una fontana sostenuta ha richiesto solo 5 minuti durante il secondo parossismo, la mattina del 4 dicembre (Corsaro et al., 2017).



Fig. 2.13 Scene dei principali eventi eruttivi alla VOR e al NSEC, dal 3 al 7 dicembre 2015. a) Parossismo alla VOR nelle prime ore del mattino del 3 dicembre 2015, visto da sud-ovest. b) Colonna eruttiva prodotta dal parossismo mattutino del 4 dicembre 2015 alla VOR, vista da vicino al paese di Cesarò. c) Fontana di lava del parossismo serale del 4 dicembre 2015 al VOR, vista dal paese di Fiumefreddo. d) Attività stromboliana ed emissione di colate laviche dalla "bocchetta 25-11" sul fianco orientale superiore del NSEC la mattina del 7 dicembre 2015 (da Corsaro et al., 2017).

Il 6 dicembre, l'attività eruttiva si è spostata verso la "bocca 25-11" del NSEC (Fig. 2.14). Una debole attività stromboliana è iniziata tra le 01:45 e le 02:00 UTC ed è gradualmente aumentata nelle successive ore; intorno alle 06:00, una piccola colata lavica ha iniziato a fuoriuscire dal bordo inferiore della bocca. Alle 06:12 e alle 06:57, dense nubi brunastre di scorie calde, aderenti al terreno, si sono riversate dalla bocca verso valle per alcune centinaia di metri prima di fermarsi. Sia l'attività stromboliana che quella effusiva sono continuate con piccole variazioni per le successive 34 ore (Fig. 2.14d), infine anche da una bocca situata nella porzione orientale del cono del NSEC. Inizialmente la lava fluì verso est-nordest (B in Fig. 2.14), ma una seconda colata lavica da sud avanzò poi verso est, per poi estendersi sul terreno pianeggiante sul fondo della Valle del Bove, a est del Monte Centenari (C e D in Fig. 2.14). Al calar della notte del 7 dicembre, si osservò anche una terza piccola colata lavica attiva che fuoriusciva dal fianco nord-orientale del NEC e avanzava lentamente nella Valle del Leone (A in Fig. 2.14).

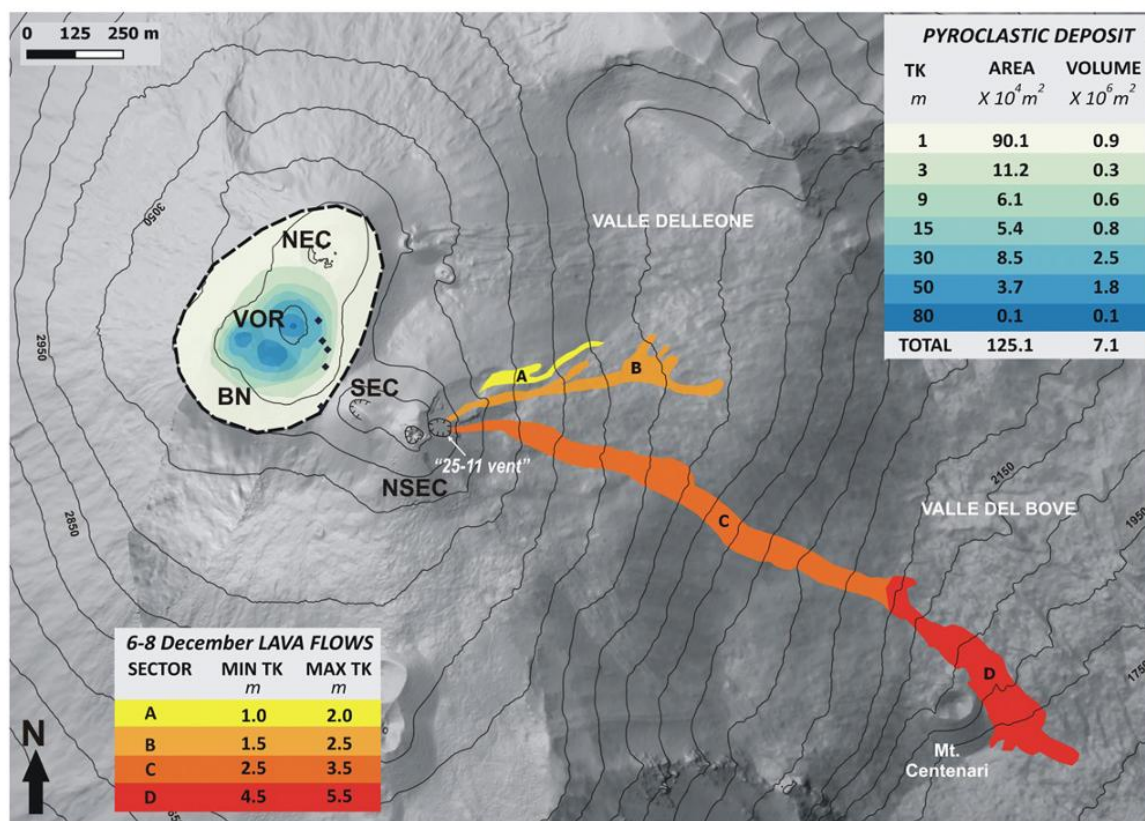


Fig. 2.14 Mappa che mostra il deposito piroclastico prossimale dell'attività parossistica del 3-5 dicembre 2015 al VOR e le colate laviche del NSEC emesse dal 6 all'8 dicembre 2015. I diversi colori delle colate laviche corrispondono a settori (da A-D) con diversi intervalli di spessore (vedere la tabella a sinistra) i diversi colori indicano aree con spessori variabili del deposito (vedere la tabella inserita a destra). (da Corsaro et al., 2017)

Durante l'eruzione del 6-8 dicembre al NSEC, si è verificata un'emissione di cenere da debole a moderatamente intensa pressoché continua dal NEC (Corsaro et al., 2017). Questa attività è gradualmente aumentata dopo la cessazione dell'attività al NSEC ed è durata per diversi giorni (in particolare durante la notte tra l'8 e il 9 dicembre), includendo una lieve attività stromboliana. L'emissione di cenere è gradualmente diminuita dal 9 dicembre, è quasi completamente cessata l'11 dicembre per poi riprendere il giorno successivo. Due piccole e isolate emissioni di cenere dal VOR, durante la mattinata del 18 dicembre, furono le ultime manifestazioni visibili fino alla ripresa di una minore attività esplosiva presso il NSEC il 28 dicembre (Corsaro et al., 2017).

L'eruzione sommitale del 17-25 maggio 2016 è stata l'unica del 2016. Durante questa eruzione, NEC, la VOR e il NSEC sono stati attivi in momenti diversi con un comportamento eruttivo contrastante (Figura 2.15). BN e il SEC sono stati gli unici crateri sommitali dei cinque presenti sulla sommità dell'Etna a rimanere inattivi per l'intera durata dell'episodio.

L'eruzione è iniziata la sera del 16 maggio 2016 con un forte degassamento ed esplosioni stromboliane al NEC, seguite il 17 maggio dall'emissione di bombe sui fianchi del cono. Questa attività è stata annunciata da un crescente tremore sismico (Figura 2.15). Almeno dal 18 maggio alle 10:46 UTC, le telecamere dell'INGV hanno mostrato che il VOR è diventato attivo con un'iniziale attività stromboliana intracraterica, che si è poi trasformata in una fontana di lava pulsante dopo soli 15 minuti circa (Edwards et al., 2018). La fontana di lava è stata associata alla formazione di un pennacchio di cenere che si è innalzato di 6-6.5 km sul livello del mare e ha prodotto una ricaduta di tefra lungo un orientamento ESE. Contemporaneamente, è stato registrato un forte aumento dell'ampiezza del segnale di tremore (Figura 2.15). La durata totale del parossismo (stimata dalle registrazioni delle telecamere) è stata quindi di circa 255 minuti (Edwards et al., 2018), ma la fase parossistica che ha prodotto una colonna eruttiva continua sopra il vulcano è durata approssimativamente dalle 11:00 alle 13:55 UTC, ovvero 175 minuti. Sulla base dell'andamento del tremore, si può dedurre che il secondo parossismo al VOR sia iniziato il 19 maggio (Edwards et al., 2018). Il 20 maggio, l'attività stromboliana è ripresa presso la VOR, intensificandosi con esplosioni presso la VOR (Figura 2.15). Questa attività ha preannunciato il terzo e ultimo episodio di fontana di lava, producendo la fase parossistica il 21 maggio. Alle 16:55 UTC il fronte lavico si era arrestato (Edwards et al., 2018). Dopo il terzo parossismo, esplosioni stromboliane sono state segnalate al NEC solo durante la sera e la notte del 22 maggio.

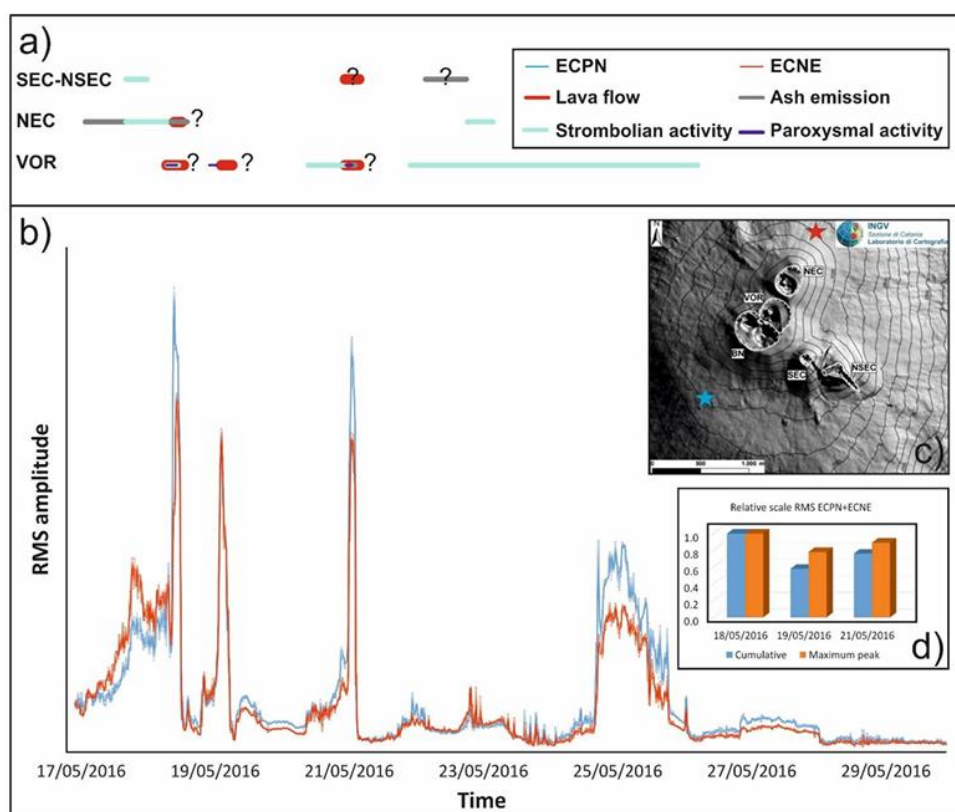


Fig. 2.15 Cronologia e dinamica della sequenza eruttiva dell'Etna del maggio 2016 a) Dinamica eruttiva durante la sequenza al Cratere di Nord-Est (NEC), alla Voragine (VOR) e al Cratere di Sud-Est-Nuovo Cratere di Sud-Est (SEC-NSEC). b) Diagramma RMS (Root Mean Square) in funzione del tempo che mostra l'andamento del tremore nelle stazioni sismiche ECPN (linea blu) ed ECNE (linea rossa). c) Mappa dei crateri sommitali e posizione delle stazioni sismiche, d) Istogramma che mostra l'ampiezza cumulativa e massima del picco RMS su scala relativa (1 = primo evento parossistico) (da Edwards et al., 2018).

Dopo 14 mesi di riposo, tra febbraio e aprile 2017 si sono verificati sei episodi stromboliani, provenienti principalmente da bocche situate nella vecchia sella tra il SEC e il NSEC. Questi hanno prodotto colate laviche che si sono espanse verso sud-ovest, deviate dai crateri di Monte Frumento Supino e Barbagallo, verso sud-est, scorrendo nella Valle del Bove, e verso nord-est, dirette verso la Valle del Leone (Cappello et al., 2019).

Dopo un aumento dell'attività ai crateri sommitali durato un mese, il 24 dicembre 2018 il vulcano Etna ha sperimentato un breve evento effusivo laterale seguito da una rapida ripresa dell'attività esplosiva e di degassamento di bassa intensità alle bocche sommitali. I dati termici satellitari rivelano che l'eruzione fissurale è stata preceduta da un persistente aumento dell'attività sommitale (Laiolo et al., 2019), come riflesso dagli episodi di traboccamento nel settore del NSEC. Questo comportamento è supportato dai dati infrasonici, che hanno registrato un costante aumento sia della frequenza che dell'energia dell'attività stromboliana negli stessi settori craterici mappati da satellite. L'andamento dell'attività esplosiva è

scarsamente influenzato dal tremore sismico, che mostra invece un improvviso aumento solo a partire dalle 08:24 UTC del 24 dicembre 2018. Gli array infrasonici hanno rilevato la ripresa dell'attività infrasonica alle 11:13 UTC del 24 dicembre, quando il tremore vulcanico ha quasi raggiunto l'ampiezza massima. Gli infrasuoni indicano che l'attività esplosiva si stava spostando dal cratere sommitale lungo il fianco del vulcano Etna, riflettendo, con il tremore sismico, l'intrusione di un batch di magma ricco di gas, un dicco lungo circa 2,0 km, che ha raggiunto la superficie generando un'intensa fase esplosiva. La propagazione del dicco è durata quasi 3 ore, durante le quali il magma è migrato dal sistema di condotti centrale alla bocca laterale, a una velocità media di $0,15-0,20 \text{ m s}^{-1}$ (Laiolo et al., 2019), con una velocità di risalita del magma di circa 2 km/h, un volume minimo intruso di circa $14 \times 10^6 \text{ m}^3$. Nonostante la significativa energia sismica e geodetica rilasciata, l'efficienza di questa eruzione in termini di rapporto tra volumi di magma eruttati e intrusi è piuttosto bassa; Grazie ai dati infrasonici, è stato possibile rilevare e quantificare l'interazione tra il dicco e il sistema di alimentazione centrale e, tramite la modellazione geodetica, limitare la probabile profondità di questa interazione tra 2 e 4 km slm (Cannavò et al., 2019).

Il 2019 è stato caratterizzato dalla riattivazione del VOR il 12 settembre 2019, che è stata preceduta da un periodo di intensificazione dell'attività vulcanica a NEC, BN e NSEC. Durante i primi mesi del 2019, NEC e BN hanno mostrato un continuo degassamento e sporadiche emissioni di cenere. Nel periodo compreso tra il 30 maggio e il 6 giugno 2019 si è verificata un'eruzione che è stata caratterizzata da due diverse colate laviche che si sono riversate in settori diversi della Valle del Bove, a una distanza compresa tra 1 e 2 km l'una dall'altra (De Beni et al., 2020). Le due fessure eruttive si sono aperte in zone tra le più pericolose da raggiungere a piedi, con diverse fratture aperte e il rischio di frane, smottamenti e flussi piroclastici (Andronico et al., 2018, 2009). La Valle del Bove, caratterizzata da pendii ripidi e terreno accidentato, non è facilmente accessibile, il che ha reso la mappatura delle colate particolarmente difficile sia dal campo che da remoto, vista la spessa copertura di nubi. Nella seconda metà di luglio, si sono verificati altri due episodi eruttivi a NSEC, il primo tra il 18 e il 20 luglio e il secondo tra il 27 e il 28 luglio (Fig. 2.16). Entrambi gli episodi hanno mostrato dinamiche eruttive simili, producendo esplosioni stromboliane dalla bocca sommitale e colate laviche da fratture eruttive situate rispettivamente sul versante settentrionale e meridionale del cono. In particolare, quest'ultimo episodio differisce dal primo per una sequenza di intense esplosioni durate ore, che hanno prodotto una colonna di cenere che si innalzava fino a 7,5 km (Rapporto Interno INGV-OE, 2019). Le eruzioni di luglio sono state seguite da un periodo di intenso degassamento a NSEC, NEC e BN. L'8

settembre è iniziata l'attività stromboliana a NEC, proseguendo con intensità variabile nei giorni successivi, unitamente a un'emissione diffusa di cenere (Fig. 2.16). Il cratere VOR si è risvegliato la mattina del 12 settembre con sbuffi di cenere che sono aumentati gradualmente di frequenza fino a trasformarsi in esplosioni stromboliane di intensità da lieve a elevata. A metà settembre, un cono di scorie ha iniziato a formarsi sul fondo del cratere e ha continuato a crescere nei mesi successivi a causa dell'abbondante ricaduta di tefra attorno alla bocca attiva. L'attività al VOR è persistita per i successivi otto mesi, ma con un'intensità molto variabile (Fig. 2.16). Picchi di massima intensità eruttiva sono stati osservati a novembre 2019 e nel periodo gennaio-febbraio 2020 (Rapporto Interno INGV-OE, 2019b, 2019c, 2020a, 2020b). Durante tali periodi di intense esplosioni, piccole colate laviche sono state emesse dal cono di scorie nell'adiacente cratere BN. A metà aprile 2020, il sito principale dell'attività stromboliana ha coinvolto nuovamente il NSEC, mentre NEC e BN hanno prodotto solo sporadici sbuffi di cenere o deboli esplosioni stromboliane (Fig. 2.16).

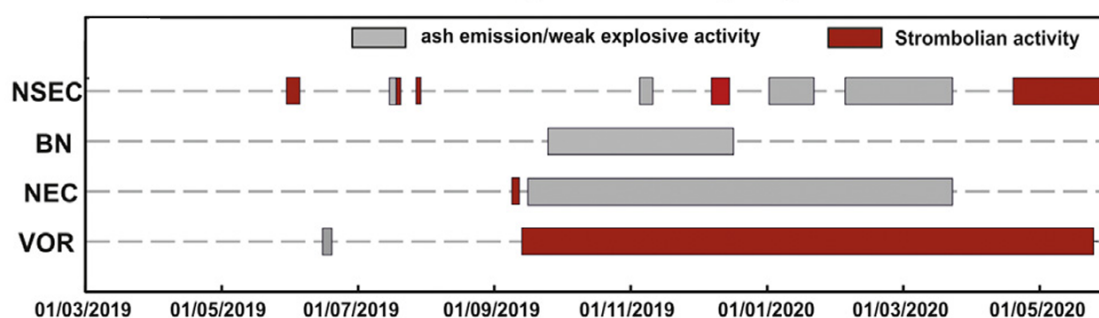


Fig. 2.16 Schema che mostra l'attività eruttiva per ciascun cratere sommitale dal 1° marzo 2019 al 1° giugno 2020 (da Giuffrida et al., 2021).

Da aprile al 13 dicembre 2020, l'attività vulcanica dell'Etna è stata caratterizzata da un continuo degassamento e da una debole attività esplosiva, che ha coinvolto alternativamente tutti i crateri dell'area sommitale (Calvari et al., 2021). Questa attività si è evoluta in un episodio di fontana di lava di breve durata (~50 min) nella notte tra il 13 e il 14 dicembre 2020 al SEC (Calvari e Nunnari, 2022), il primo di una sequenza di fontane di lava composta da 62 episodi, durata fino al 21 febbraio 2022 (Giuffrida et al., 2023).

A partire dall'episodio del 16 febbraio 2021, la frequenza eruttiva è aumentata, con una media di 1 fontana di lava ogni 2 giorni, per poi diminuire leggermente nel tempo fino al 1° aprile (Cardone et al., 2024). Seguì un periodo di debole attività eruttiva per circa 48 giorni, caratterizzato principalmente da degassamento nell'area sommitale, esplosioni intracrateriche osservate al NEC e una lieve attività stromboliana al SEC fino all'inizio della

fontana di lava del 19 maggio (Corsaro e Miraglia, 2022). Durante maggio e giugno, gli episodi parossistici si verificarono con una frequenza di almeno 1 eruzione al giorno, a volte fino a 2 eruzioni al giorno (ad esempio, durante il 26 maggio, il 28 maggio e il 24-25 giugno), con una leggera diminuzione della frequenza durante il mese di luglio. A partire dal 9 agosto, il tempo trascorso tra un'eruzione e la successiva si allungò progressivamente, raggiungendo una frequenza di circa 1 fontana di lava al mese tra settembre e ottobre. Il 13 dicembre 2021, il flusso di SO₂ ha raggiunto il suo massimo locale e due fratture si sono aperte sul fianco occidentale della Valle del Bove, alimentando una debole attività stromboliana e una breve colata lavica (Rapporto Interno INGV-OE. 13/12/2021 - 19/12/2021).

I due parossismi successivi a quello del 23 ottobre 2021 si sono verificati dopo più di 3 mesi, ovvero il 10 e il 21 febbraio 2022. Tutte le 62 eruzioni parossistiche del periodo 2020-22 hanno mostrato un'evoluzione piuttosto simile dei fenomeni vulcanici, analoga a quella riportata per le fontane dei precedenti 10 anni (Andronico et al., 2021; Giuffrida et al., 2023). Iniziarono con attività stromboliana, aumentando gradualmente la frequenza delle esplosioni, fino all'inizio della fase di fontana di lava. La fontana di lava sostenuta durò da poche decine di minuti fino a ore, terminando in genere con una brusca diminuzione dell'attività esplosiva. Queste eruzioni parossistiche generarono ciascuna, durante ogni episodio, da 0,2 a 5×10^6 m³ di tefra nell'atmosfera (Calvari e Nunnari, 2022), producendo colonne eruttive alte fino a 10 km al di sopra dell'area sommitale con gravi ricadute sui fianchi del vulcano (Calvari et al., 2022; Costa et al., 2023), spesso accompagnate dalla messa in posto di colate laviche reomorfe (Amato et al., 2021; Marchese et al., 2021). Come riportato da Calvari et al. (1994), le telecamere termiche fisse di monitoraggio hanno permesso di identificare eterogeneità in alcuni parametri vulcanologici per quanto riguarda la magnitudo e l'intensità del fenomeno durante l'intera sequenza parossistica. In particolare, le variazioni riguardano l'altezza massima delle fontane di lava (da 533 m a 4000 m sopra la cima dell'Etna), la portata media temporale (da 59 a 232 m³/s) e il volume totale dei prodotti eruttati.

In definitiva le attività più comuni all'Etna dal 2011 al 2021 sono state le fontane di lava al NSEC e VOR (Sciutto et al., 2022). Questi episodi eruttivi possono essere descritti come una sequenza di fasi (Fig.2.17):

- una prima fase di riattivazione caratterizzata da attività esplosiva intra-craterica minore ed emissione di cenere;

- una seconda fase di attività Stromboliana caratterizzata da flussi lavici con durate variabili da qualche ora a diversi giorni;
- una terza fase in cui l'attività esplosiva Stromboliana subisce un netto aumento e si passa ad attività di fontana di lava con durate variabili da diversi minuti ad ore;
- infine, l'attività evolve in una fase calante in cui l'attività di fontana viene sostituita da una blanda attività Stromboliana che avrà una durata di pochi minuti.

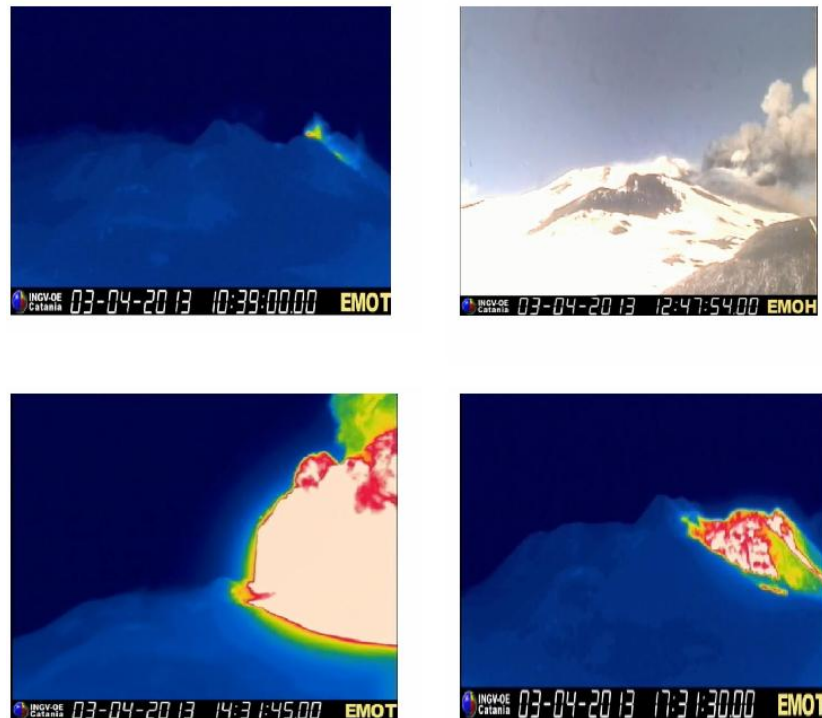


Fig. 2.17 Fermo immagine delle telecamere EMOT ed EMOH, dell'eruzione del 3 aprile 2013. Da sinistra a destra: fase di riattivazione, inizio dell'attività Stromboliana, evoluzione in attività di fontana, fine dell'attività eruttiva.

3 DATI E METODI

3.1 Dati infrasonici e sismici

L'obiettivo delle prime analisi è quello di investigare la struttura della porzione superficiale del sistema di alimentazione (in termini di interconnessione tra i condotti e di variazioni interne legate ad attività eruttiva). A tale scopo sono stati presi in considerazione i segnali infrasonici acquisiti durante le fontane di lava verificatesi negli anni compresi dal 2011 al 2015, per un totale di 51 eventi verificatisi rispettivamente 18 nel 2011, 7 nel 2012, 21 nel 2013, 1 nel 2014 e 4 per il 2015. Inoltre, sono stati presi in considerazione i segnali infrasonici generati tra maggio e giugno 2022 al fine di approfondire il meccanismo sorgente del gliding osservato al Mt. Etna.

A tal scopo, per lo studio dei segnali infrasonici ricavati dalle eruzioni comprese tra il 2011 e il 2015 sono state utilizzate due stazioni infrasoniche situate sul Mt. Etna, la stazione EBEL ed EMFO per le analisi spettrali mentre per le localizzazioni usiamo tutte le stazioni disponibili. I segnali sismo-acustici utilizzati per lo studio sul gliding del 2022 sono stati acquisiti da 10 stazioni della rete di monitoraggio permanente dell'INGV (Fig. 3.1). Queste stazioni sono dotate di microfoni a condensatore prepolarizzato G.R.A.S.® 40AN (sensibilità 50 mV/Pa) equipaggiati con preamplificatore G.R.A.S.® 26HG. Questi sensori hanno una risposta piatta tra 0.3 Hz (roll-off strumentale) e 20 kHz (± 2 dB) e registrano a una frequenza di campionamento di 50 Hz, corrispondente a una frequenza di Nyquist di 25 Hz.

I dati sismici sono stati acquisiti utilizzando sismometri Trillium Nanometrics a tre componenti a banda larga (40 s), che campionano a una frequenza di 100 Hz e presentano una risposta piatta tra 0.025 e 50 Hz.

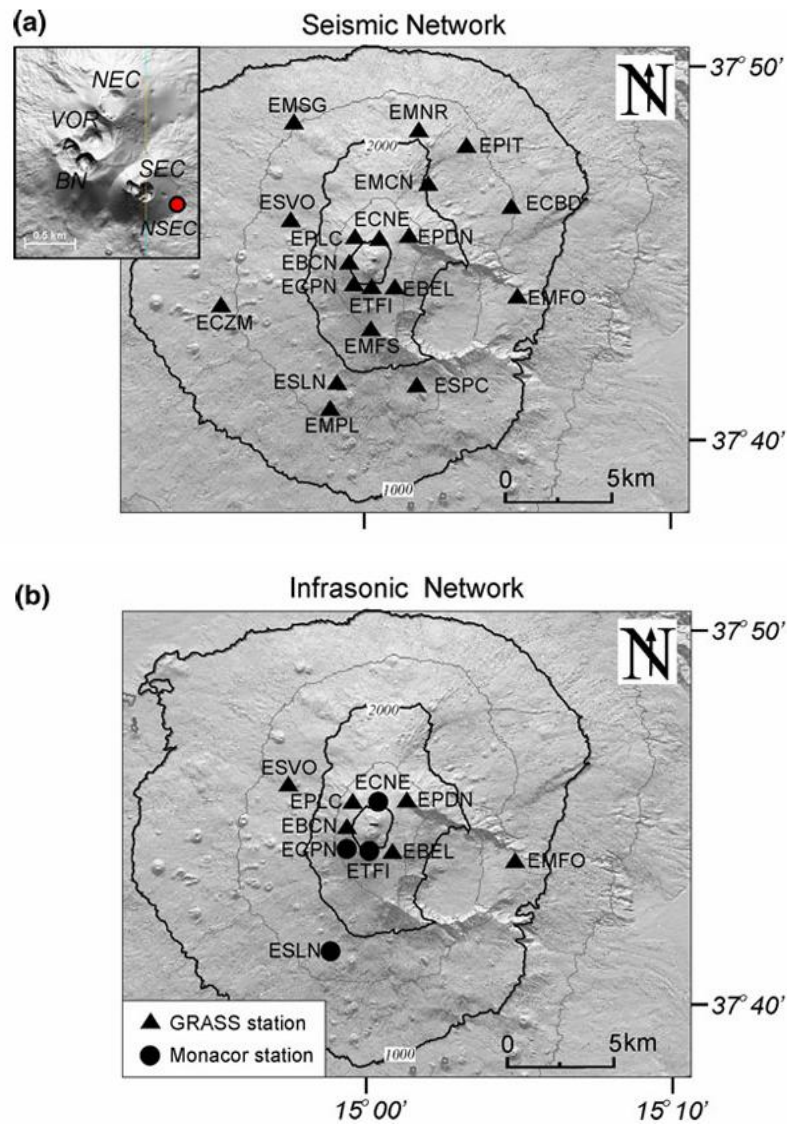


Fig. 3.1 a) mappa delle stazioni della rete sismica permanente dell'Etna b) mappa delle stazioni della rete infrasonica permanente dell'Etna (da Cannata et al., 2013).

3.2 Analisi Spettrale

Nell'analisi delle serie temporali possiamo rappresentare le informazioni in due modi: rappresentazioni nel tempo e nella frequenza. Il primo non visualizza il contenuto spettrale mentre il secondo mostra solo informazioni nel dominio della frequenza.

Trasformata di Fourier

La rappresentazione in frequenza è comunemente calcolata dalla trasformazione di Fourier che scompone un segnale in sinusoidi costituenti di diverse frequenze che consentono il recupero di informazioni sul contenuto di ampiezza/potenza a qualsiasi frequenza.

L'equazione per eseguire l'analisi della trasformazione di Fourier è la seguente (Papoulis, 1987):

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt \quad (3.1)$$

dove t e ω sono rispettivamente tempo e frequenza angolare, $x(t)$ e $X(\omega)$ sono il segnale nel dominio del tempo e della frequenza, rispettivamente, i è uguale a $\sqrt{-1}$. Uno degli algoritmi più efficienti e popolari per implementare la trasformazione di Fourier è la “*Fast Fourier Transform*” (FFT), sviluppato da Cooley e Tukey (1965). Un esempio di segnale nei domini del tempo e della frequenza è riportato in Fig. 3.2.

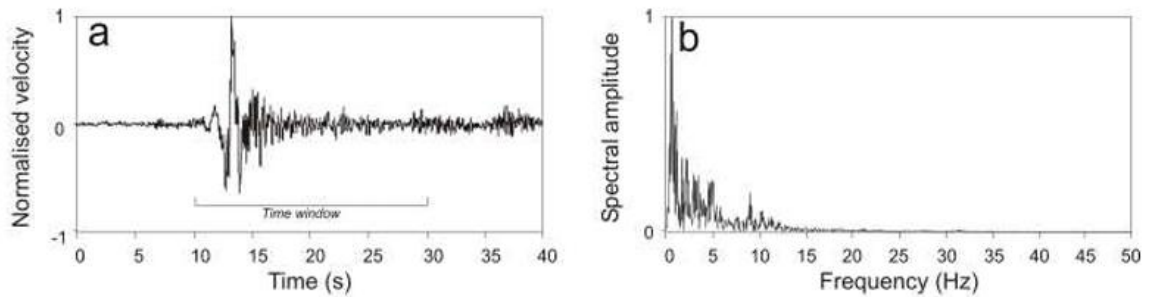


Fig. 3.2 Segnale sismico registrato al Mt.Etna che mostra un evento LP (a) e il suo spettro (b) ottenuto applicando l'FFT su una finestra di lunga durata di 20 secondi.

L'analisi di Fourier ha un grave svantaggio. Nel trasformare i dati nel dominio di frequenza, le informazioni sul tempo vengono perse. Quando si guarda a una trasformazione di Fourier di un segnale, è impossibile dire quando ha avuto luogo un evento particolare. Se le proprietà del segnale non cambiano nel tempo (segnale stazionario) questo inconveniente non è molto importante.

Tuttavia, i segnali più interessanti in geofisica contengono numerose caratteristiche non stazionarie o transitorie: deriva, trend, cambiamenti bruschi. Queste caratteristiche sono spesso la parte importante del segnale e l'analisi di Fourier non è adatta a rilevarle. La localizzazione del tempo può essere ottenuta finestrando i dati in momenti diversi con funzioni di finestra scorrevole $w(t)$. La trasformata che si applica meglio a questa procedura è chiamata Short Time Fourier Transform (STFT) o spettrogramma. È definito come (Lesage et al., 2002):

$$STFT_f^{(g)} = \int_{t'} [x(t') \cdot w^*(t - t')] \exp(-2i\pi\omega t') dt' \quad (3.2)$$

dove w^* è il complesso coniugato di w . La STFT in un determinato tempo t è la trasformata di Fourier del segnale $x(t')$ moltiplicato per una finestra di analisi spostata $w^*(t - t')$ centrata su t . La STFT può essere vista come uno spettro locale del segnale $x(t')$ attorno al tempo di analisi t . Pertanto, la STFT rappresenta una sorta di combinazione tra una ispezione del segnale nel dominio del tempo e della frequenza. Fornisce alcune informazioni sia su quando che a quali frequenze si verifica un evento in un segnale. Tuttavia, possiamo ottenere queste informazioni solo con precisione limitata e tale precisione è determinata dalle dimensioni della finestra. È chiaro che una buona risoluzione del tempo della STFT richiede una finestra di tempo stretta. Al contrario, una buona risoluzione di frequenza della STFT richiede un filtro stretto nel dominio di frequenza (e quindi una finestra di lunga durata). È noto che una volta scelta una funzione di finestra $w(t)$, sono fisse le risoluzioni di tempo e frequenza. Ciò significa che per ogni dato t e ω , la risoluzione di frequenza nel tempo è fissa e l'intero spazio di fase è uniformemente descritto da celle di dimensioni fisse (Lesage et al., 2002). Per studiare le variazioni spettrali degli eventi infrasonici nel tempo abbiamo eseguito l'analisi FFT (*Fast Fourier Transform*). Poiché gli eventi infrasonici all'Etna durano da pochi secondi a decine di secondi e si verificano a distanza di decine di secondi, ore e occasionalmente giorni, la classica STFT sarebbe composta principalmente da spettri di rumore (principalmente rumore del vento), che nasconderebbero le caratteristiche spettrali degli eventi infrasonici correlati all'attività vulcanica. Per questo motivo, al posto dei classici spettrogrammi sono stati calcolati pseudospettrogrammi (vedi sezione 3.3.1).

3.3 Identificazione degli eventi infrasonici

Gli eventi infrasonici sono stati rilevati all'interno del segnale continuo utilizzando il classico algoritmo di *short time average/long time average* (STA/LTA).

L'algoritmo STA/LTA è un algoritmo di trigger pressoché standard nei registratori sismici portatili, così come in molti pacchetti software di elaborazione in tempo reale delle reti sismiche per *weak motion*. Tuttavia, può essere utile anche in molte applicazioni a *strong motion*. Il trigger (STA/LTA) migliora significativamente l'individuazione di terremoti deboli rispetto agli algoritmi di trigger a soglia di ampiezza. Allo stesso tempo, riduce il numero di individuazioni false innescate da rumore sismico naturale e artificiale. In una certa misura, consente anche di distinguere tra diversi tipi di terremoti (Amadej, 1999).

L'impostazione dei parametri del trigger STA/LTA è sempre un compromesso tra diverse considerazioni sismologiche e strumentali. L'obiettivo della ricerca di impostazioni ottimali dei parametri è la massima sensibilità possibile della stazione sismica per un dato tipo di segnale sismico con un numero ancora tollerabile di falsi allarmi. Il trigger STA/LTA è particolarmente utile in siti sismicamente silenziosi, dove il rumore sismico naturale è la tipologia dominante. È efficace anche in caso di variazioni del rumore sismico "continuo" di origine antropica. Tali variazioni, ad esempio, si verificano a causa della variazione giorno/notte dell'attività umana nelle vicinanze o nelle aree urbane. L'algoritmo STA/LTA è meno efficace in presenza di rumore sismico irregolare e di elevata ampiezza, spesso di tipo *burst* e/o *spike*. L'algoritmo STA/LTA tiene costantemente traccia delle variazioni costanti dell'ampiezza del rumore sismico presso il sito della stazione e regola automaticamente la sensibilità della stazione sismica al livello di rumore sismico effettivo. Di conseguenza, si ottiene una sensibilità significativamente maggiore del sistema durante i periodi sismicamente silenziosi e si evita, o almeno si mitiga, un numero eccessivo di registrazioni erroneamente attivate durante i periodi sismicamente rumorosi. I calcoli vengono eseguiti ripetutamente in tempo reale. Questo processo avviene solitamente in modo indipendente in tutti i canali sismici di un registratore sismico o di una rete sismica (Amadej, 1999). L'algoritmo STA/LTA elabora i segnali sismici filtrati in due finestre temporali mobili: una finestra a breve termine (STA) e una finestra a lungo termine (LTA). Nel nostro caso, tale algoritmo è stato utilizzato applicandolo a segnali infrasonici analogamente a quanto si fa con i segnali sismici. La STA misura l'ampiezza "istantanea" del segnale sismico e monitora i terremoti/transienti di ampiezza. La LTA si occupa dell'ampiezza media attuale del rumore sismico. Innanzitutto, viene calcolata l'ampiezza assoluta di ciascun campione di dati di un segnale in ingresso. Successivamente, viene calcolata la media delle ampiezze assolute in entrambe le finestre. In una fase successiva, viene calcolato un rapporto tra entrambi i valori, il rapporto STA/LTA. Questo rapporto viene costantemente confrontato con un valore di soglia selezionato dall'utente, il livello di soglia di *trigger* STA/LTA. Se il rapporto supera questa soglia, viene attivato un *trigger*. Dopo che il transiente di ampiezza termina, l'algoritmo esegue il *detrigger*. Questo avviene quando il rapporto STA/LTA corrente scende al di sotto di un altro parametro selezionato dall'utente: il livello di soglia del *detrigger* STA/LTA. Ovviamente, il livello di soglia del *detrigger* STA/LTA dovrebbe essere inferiore (o raramente uguale) al livello di soglia del *trigger* STA/LTA. Per una migliore comprensione, la Figura 3.3 mostra un tipico evento locale e le variabili di *trigger* (semplificate) durante il *trigger* STA/LTA. Il grafico a) mostra un segnale sismico continuo

in ingresso (filtrato); il grafico b) mostra un segnale assoluto medio nelle finestre STA e LTA, rispettivamente, man mano che si spostano nel tempo verso il lato destro del grafico; il grafico c) mostra il rapporto tra entrambi. Inoltre, vengono mostrati lo stato attivo del *trigger* (rettangolo a linea continua), il tempo post-evento (PET) e il tempo pre-evento (PEM) (rettangoli a linea tratteggiata). In questo esempio, il parametro del livello di soglia del trigger è stato impostato a 10 e il livello di soglia del dettrigger a 2 (due brevi linee tratteggiate orizzontali). Si può notare che il trigger si è attivato quando il valore del rapporto STA/LTA ha superato 10. Si è disattivato quando il valore del rapporto STA/LTA è sceso al di sotto di 2 (Amadej, 1999).

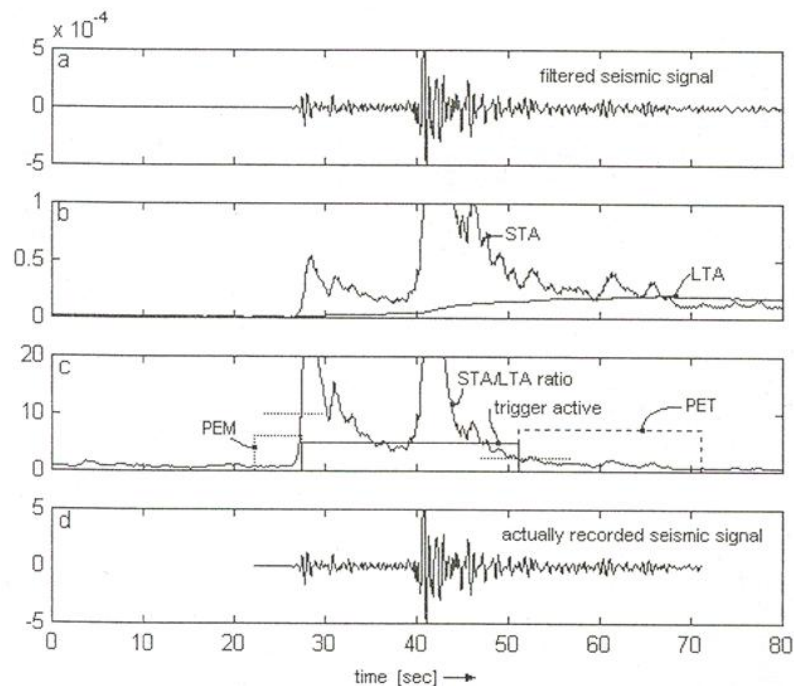


Fig. 3.3 Funzione e variabili dei calcoli di trigger STA/LTA (da Amadej, 1999).

3.3.1 Pseudospettrogrammi

Per seguire l'evoluzione spettrale di transienti di ampiezza/evento, è possibile ricavare uno pseudospettrogramma nel seguente modo. Tramite l'algoritmo FFT si calcola uno spettro per ogni evento. Successivamente, si esegue un processo di media degli spettri calcolati. Un tale processo implica lo *stacking* nel dominio della frequenza degli spettri di ampiezza di tutti gli eventi che cadono in finestre temporali fisse, scorrendo attraverso l'intervallo di tempo esaminato. La durata di tali finestre scorrevoli è un fattore critico, poiché deve essere un compromesso tra la necessità di informazioni temporali dettagliate (intervallo di tempo breve) e la continuità nella rappresentazione, richiedendo che il tasso di occorrenza degli eventi infrasonici venga preso in considerazione (intervallo di tempo lungo).

Successivamente, ogni spettro medio, che rappresenta il contenuto spettrale di tutti gli eventi che si verificano in quella finestra, viene normalizzato suddividendo tutti i valori per il valore massimo. Infine, si raccolgono gli spettri medi normalizzati come colonne in una singola matrice. Questa matrice è stata visualizzata come uno pseudospettrogramma: il tempo è riportato sull'asse x, la frequenza sull'asse y e la scala di colori mostra l'ampiezza spettrale.

3.4 Localizzazione degli eventi infrasonici

Sono state sviluppate diverse tecniche per localizzare gli eventi infrasonici, generalmente basate sulla funzione di semblance o sul coefficiente di cross correlazione (ad esempio, Ripepe e Marchetti, 2002; Ripepe et al., 2004; Garces 2003; Johnson, 2005; Matoza et al., 2007; Ripepe et al., 2007; Jones et al., 2008). Sul Monte Etna, è stata sviluppata una tecnica basata su due diverse funzioni (Cannata et al., 2011): semblance (Neidell e Taner, 1971) e una versione modificata della brightness (Kao e Shan, 2004).

La funzione di brightness, la cui definizione è stata data da Kao e Shan (2004), è stata leggermente modificata (Cannata et al., 2011):

$$B_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\text{Max} (W_i)) \quad (3.3)$$

dove W_i è una finestra temporale del segnale U_i moltiplicata per una finestra di Hanning:

$$W_i = \text{Hanning} |U_i(\tau_i + j\Delta t)| \quad (3.4)$$

con $j = 1, \dots, M$.

In questo caso i segnali U_i devono essere normalizzati in modo tale che, se tutte le ampiezze maggiori sono allineate al centro delle finestre temporali considerate, B_0 sia uguale a 1 (Cannata et al., 2011).

La funzione di “semblance” è una misura della similarità di dati multicanale. Considerando le tracce U acquisite da un certo numero di sensori N , la “semblance” è definita come (Neidell e Taner, 1971):

$$S_0 = \frac{\sum_{j=1}^M \left(\sum_{i=1}^N U_i(\tau_i + j\Delta t) \right)^2}{N \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N U_i(\tau_i + j\Delta t)^2} \quad (3.5)$$

dove Δt è l'intervallo di campionamento, τ_i è il tempo di origine della finestra che campiona la traccia i-esima, $U_i(\tau_i + j\Delta t)$ è il j-esimo campione temporale della traccia i-esima U e M

rappresenta il numero di campioni nella finestra. S_0 è un numero compreso tra 0 e 1. Il valore 1 viene raggiunto solo quando i segnali sono identici, non solo in forma d'onda ma anche in ampiezza. Se le tracce sono normalizzate e quindi i valori di semblance dipendono solo dalla forma dei segnali, si può dimostrare che la definizione di semblance equivale a una media dei coefficienti di correlazione di tutte le possibili coppie di tracce (Almendros e Chouet, 2003).

La procedura di localizzazione si compone di diversi passaggi. Inizialmente, è necessario determinare una regione di interesse sufficientemente ampia da includere la sorgente effettiva. Poiché la sorgente che irradia infrasuoni può essere considerata un punto sorgente situato sulla superficie topografica, questa regione può essere definita da una griglia bidimensionale di posizioni presunte delle sorgenti coincidenti con la topografia. Un tempo di inizio t_s viene fissato come il tempo di primo arrivo a una stazione di riferimento (generalmente scelta in base al rapporto segnale/rumore più elevato) mediante ispezione visiva o algoritmo di trigger (come l'STA/LTA). Si assume che la sorgente si trovi in ciascun nodo della griglia e per ciascun nodo viene calcolato il tempo di origine t_o , assumendo un certo valore della velocità di propagazione delle onde infrasoniche v (generalmente considerata pari a 340 m/s; Lighthill 1978), come segue:

$$t_o = t_s - r/v \quad (3.6)$$

dove r è la distanza tra la stazione di riferimento e il nodo della griglia assunto come posizione della sorgente. Successivamente, vengono calcolati i tempi di percorrenza teorici per tutti i sensori t_i ($i = 1, \dots, N$, numero di stazioni):

$$t_i = r_i/v \quad (3.7)$$

dove r_i è la distanza tra la stazione i -esima e il nodo della griglia assunto come posizione della sorgente. Quindi, in base a questi tempi di percorrenza teorici e al tempo di origine, i segnali nelle diverse stazioni vengono ritardati e confrontati tramite la funzione di “semblance” e viene calcolata anche la funzione di “brightness”. Le finestre di segnale contenenti da uno a due cicli del periodo dominante vengono generalmente utilizzate per calcolare il valore di “semblance” e “brightness” perché forniscono le migliori prestazioni

(Almendros e Chouet, 2003). Pertanto, si presume che la funzione di “semblance” sia rappresentativa della probabilità che un nodo sia la posizione della sorgente. La sorgente viene infine localizzata nel nodo in cui i segnali ritardati mostrano il valore composito di “semblance” e “brightness” più elevato. Questo metodo è adatto per localizzare eventi infrasonici registrati da sensori disposti in reti sparse e con configurazioni ad array.

A differenza della localizzazione della sorgente sismica, la cui risoluzione epicentrale raramente supera i 100 m, la localizzazione infrasonica può arrivare fino a 3 m per un array ben posizionato (Johnson, 2005). Questa differenza è dovuta principalmente alla velocità di propagazione molto inferiore delle onde infrasoniche (circa 340 m/s) rispetto a quelle sismiche (generalmente > 1.000 m/s).

Se la procedura di localizzazione viene eseguita in tempo reale, il tempo di calcolo deve essere inferiore all'intervallo di tempo analizzato. Pertanto, se il tasso di eventi è elevato e non tutti gli eventi rilevati possono essere localizzati, è necessario analizzare solo i transienti "migliori". La scelta si basa sia sul rapporto segnale/rumore di tutte le stazioni disponibili sia sull'ampiezza picco-picco degli eventi nella stazione di riferimento. Infine, il numero di eventi localizzabili dipende dalla griglia spaziale utilizzata e dalla potenza di calcolo disponibile.

3.5 Localizzazione del tremore infrasonico

A differenza degli eventi infrasonici che possono essere rilevati all'interno del segnale continuo mediante metodi di ricerca di transienti di ampiezza (come l'STA/LTA), il tremore infrasonico richiede una tecnica di rilevamento diversa. Nella maggior parte dei casi, viene rilevato e localizzato mediante tecniche basate su array come la “semblance” (ad esempio, Ripepe et al., 2010) e metodi di correlazione multicanale progressiva (PMCC; ad esempio, Le Pichon e Cansi, 2003; Matoza et al., 2010). Sull'Etna, la rete infrasonica permanente è composta da stazioni sparse e il rilevamento del tremore viene eseguito come segue: i segnali infrasonici, registrati presso stazioni situate a diversi azimuth intorno all'area sommitale, vengono filtrati nelle bande di frequenza di interesse. Poiché le bande a bassa frequenza (< 1 Hz) sono preferite a causa della minore perdita di coerenza dei segnali a bassa frequenza nella rete sparsa, vengono utilizzate solo le stazioni dotate di microfoni *GRASS 40AN*. Quindi, vengono estratte finestre mobili di segnali in diverse stazioni e confrontate tramite

il coefficiente di cross-correlazione, che viene massimizzato considerando i ritardi tra le finestre. I valori di cross-correlazione tra tutte le possibili coppie di stazioni vengono calcolati e mediati. Se la cross-correlazione media supera una soglia fissa, viene rilevata una "finestra di tremore".

La localizzazione della sorgente del tremore infrasonico viene eseguita su queste finestre di tremore con un metodo simile a quello utilizzato per localizzare gli eventi infrasonici. Nel caso del tremore infrasonico, viene applicata solo la funzione di “semblance”. La Figura 3.4 mostra due esempi di finestre di tremore infrasonico, generate da NEC e NSEC e registrate da quattro stazioni sommitali dotate di microfoni *GRASS 40AN*. I segnali mostrati nei grafici in alto sono ritardati in base al tempo di percorrenza dalla sorgente alla stazione per evidenziare la somiglianza tra le forme d'onda.

I limiti dei metodi di localizzazione presentati, sia per gli eventi infrasonici che per il tremore, dipendono principalmente dalla velocità del suono, che può essere variabile, in funzione della temperatura dell'aria. Anche il vento, oltre a generare un rumore simile a un tremore che maschera i segnali generati dal vulcano, può influenzare i tempi di arrivo dei segnali infrasonici e quindi l'affidabilità della localizzazione (Johnson, 2003). Tuttavia, a distanze brevi e intermedie (<5 km), questi effetti sono generalmente trascurabili.

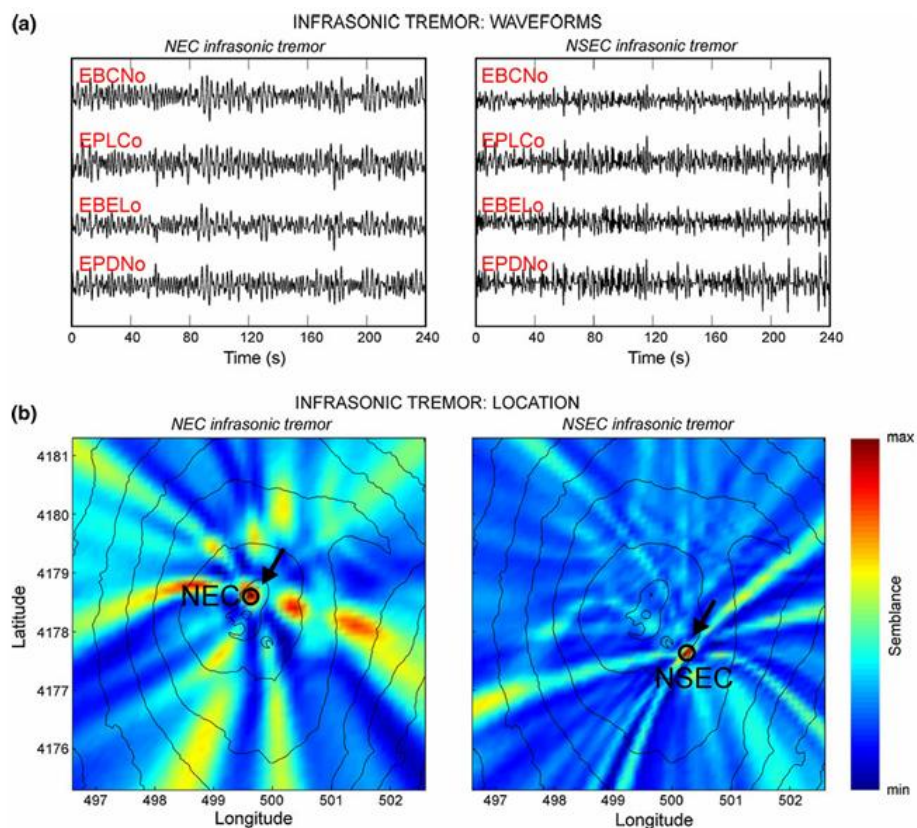


Fig. 3.4 a) Forme d'onda della finestra del tremore infrasonico, generate al NEC e al NSEC e ritardate in base al tempo di percorrenza sorgente-stazione, e b) mappe dell'Etna che mostrano la distribuzione spaziale della loro "semblance". Le linee concentriche in b sono curve di livello da 1,75 a 3,25 km s.l.m. con spaziatura di 0,25 km. I cerchi neri in b indicano le posizioni delle sorgenti. Le frecce nere in b indicano la posizione del NEC (grafico a sinistra) e del NSEC (grafico a destra). (da Cannata et al., 2013)

3.6 Modelling delle sorgenti infrasoniche

Successivamente, la ricerca ha avuto come obiettivo lo studio della geometria del condotto e delle sue variazioni nel tempo, sulla base dei segnali infrasonici. Per vincolare le variazioni nei sistemi di alimentazione desunte dalla variazione nel contenuto spettrale dei segnali infrasonici, abbiamo utilizzato il software Crater Resonance (CRes) (<https://github.com/leighton-watson/CRes>; Watson et al., 2019, 2020).

Si tratta di un modello numerico, che simula il segnale infrasonico proveniente da vulcani a condotto aperto con crateri assial-simmetrici e topografia circostante. Il modello ha due componenti: 1) una funzione di risposta acustica che dipende dal cratere e dalle proprietà atmosferiche e descrive il segnale infrasonico teorico generato da un'eccitazione impulsiva alla base del cratere/condotto, e 2) una descrizione della sorgente di dui (3.8)

Supponendo una propagazione d'onda lineare, il segnale infrasonico osservato è la convoluzione, nel dominio del tempo, della funzione di risposta acustica e della sorgente (Watson et al., 2019):

$$\Delta p(t, r) = T(t, r) * s(t) \quad (3.11)$$

dove Δp è la pressione in eccesso o il segnale infrasonico (in Pa) registrato a una distanza r dall'uscita del cratere, T è la funzione di risposta acustica e t è il tempo, s è la sorgente alla base del cratere/condotto ed è espressa come portata volumetrica dell'aria all'interno del cratere spinta verso l'alto o tirata verso il basso dal processo sorgente (m^3/s). Poiché siamo interessati ad esaminare i modi di risonanza e la risposta in frequenza dei crateri vulcanici, il modello è scritto nel dominio della frequenza, dove il segnale infrasonico osservato può essere scritto come il prodotto della funzione di risposta acustica e della sorgente (Watson et al., 2019):

$$\Delta p(\omega, r) = T(\omega, r)s(\omega) \quad (3.9)$$

dove ω è la frequenza angolare. Il flusso di lavoro del modelling prevede di iniziare con una funzione sorgente specifica, $s(t)$, e di utilizzare la trasformata di Fourier per ottenere $s(\omega)$. Il segnale infrasonico nel dominio della frequenza, $\Delta p(\omega, r)$, viene quindi calcolato dall'Eq. (3.8) e la trasformata di Fourier inversa viene utilizzata per ottenere il segnale infrasonico nel dominio del tempo, $\Delta p(t, r)$.

Il *modelling* del cratere/condotto viene eseguito considerando quest'ultimo come quasi unidimensionale (tenendo conto delle variazioni dell'area della sezione trasversale con la profondità) e assial-simmetrico. Questo presuppone che la pressione sia costante attraverso le sezioni trasversali del cratere, il che è valido per lunghezze d'onda acustiche lunghe rispetto al raggio del cratere. Le onde acustiche all'interno del cratere sono descritte dall'acustica lineare (Watson et al., 2019):

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{A}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = 0 \quad (3.10)$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{K}{A} \frac{\partial U}{\partial z} = 0 \quad (3.11)$$

dove p è la pressione e A è l'area della sezione trasversale, che può variare in funzione della profondità z . L'aria all'interno del cratere è descritta come un gas ideale con densità, ρ , e modulo di compressibilità del fluido, K . Densità e pressione sono legate dall'equazione di stato del gas ideale (Watson et al., 2019):

$$p = \rho RT \quad (3.12)$$

dove R è la costante specifica del gas e T è la temperatura. La velocità del suono è:

$$c = \sqrt{\gamma RT} \quad (3.13)$$

dove γ il rapporto dei calori specifici ($\gamma = 1.4$ per i gas biatomici come l'aria). Le equazioni nel dominio della frequenza vengono risolte come segue (Watson et al., 2019):

$$i\omega U + \frac{A}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = 0 \quad (3.14)$$

$$i\omega p + \frac{K}{A} \frac{\partial U}{\partial z} = 0 \quad (3.15)$$

Le equazioni (3.11) e (3.12) sono risolte utilizzando uno schema di discretizzazione alle differenze finite con somma per parti (Del Rey Fernández et al., 2014; Svärd e Nordström,

2014). Il modello richiede due condizioni al contorno, una sul fondo del cratere e una all'uscita del cratere. Sul fondo del cratere, $z = -L$, il flusso acustico è specificato come funzione sorgente-tempo:

$$U(t, -L) = s(t) = \iint_{A(-L)} v(x, y, t) dx dy \quad (3.16)$$

dove v è la velocità verticale della particella (definita come positiva verso l'alto).

La geometria del cratere è il parametro principale che determina la forma del segnale infrasonico. Per semplificare il sistema, già molto complesso, viene preso per assunto che il cratere abbia una forma cilindrica per la quale la frequenza di risonanza è definita da Rossing e Fletcher (2004) come:

$$f_0 = \frac{c}{4L} \quad (3.17)$$

dove f_0 è la frequenza di risonanza, c è la velocità del suono nel cratere e L è la profondità del cratere. La frequenza di risonanza del modo fondamentale è inversamente proporzionale alla lunghezza del tubo. Non esistono semplici espressioni analitiche che mettono in relazione la geometria con l'infrasuono per geometrie più complesse e, in alcuni casi, la frequenza di risonanza può variare in modo non monotono con la profondità (ad esempio, Johnson et al., 2018). La geometria influenza anche l'ampiezza del picco negli spettri di ampiezza e la velocità di decadimento dell'ampiezza nella serie temporale. Questo è correlato allo smorzamento nel sistema ed è quantificato dal fattore di qualità (Rossing e Fletcher, 2004):

$$Q = \frac{f_0}{\Delta f} \quad (3.18)$$

dove Q è il fattore di qualità, f_0 è la frequenza di risonanza e Δf è la differenza di frequenza tra le frequenze d'angolo basse e alte, che corrispondono al punto in cui lo spettro di ampiezza scende a $1/\sqrt{2}$ dell'ampiezza a f_0 . Il fattore di qualità è inversamente proporzionale alla quantità di smorzamento o attenuazione presente nel sistema. Un fattore di qualità elevato corrisponde a una bassa attenuazione e a un picco stretto nel dominio della frequenza, mentre un fattore di qualità basso corrisponde a un'attenuazione sostanziale e a un picco largo nel dominio della frequenza. Il fattore di qualità può essere utilizzato per calcolare la

costante di decadimento esponenziale, α , dell'involuppo del segnale nel dominio del tempo (Rossing e Fletcher, 2004):

$$\alpha = \frac{\pi f_0}{Q} \quad (3.19)$$

Un fattore di qualità elevato determina un valore basso di α e significa che il segnale nel dominio del tempo oscilla per un periodo di tempo prolungato. All'aumentare del raggio del cratere, si verifica un minore contrasto di impedenza all'uscita del cratere. Pertanto, è più facile irradiare energia. Ciò si traduce in un fattore di qualità basso e in un picco più ampio (Fig. 3.5a). Al contrario, un cratere stretto presenta un elevato contrasto di impedenza all'uscita, il che significa che le onde acustiche vengono preferibilmente riflesse dall'uscita del cratere piuttosto che irradiate nell'atmosfera. Ciò si traduce in un fattore di qualità elevato e in un picco più stretto (Fig. 3.5b).

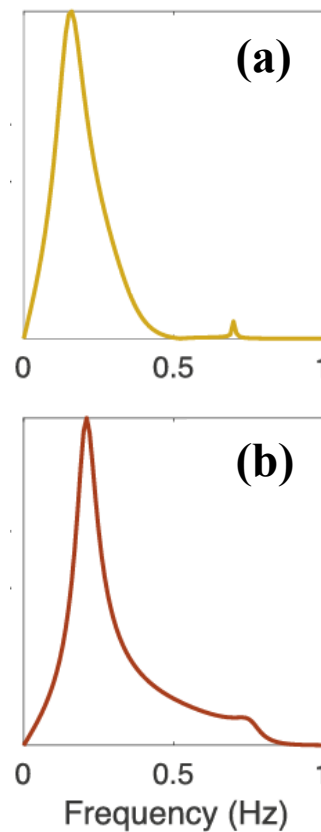


Fig. 3.5 a) Esempio di segnale con un basso fattore di qualità e b) esempio di segnale con un alto fattore di qualità (da Watson et al., 2019).

Il segnale infrasonico è fortemente modulato dalle diverse geometrie del cratere. Per una profondità di 120 m, a seconda della geometria, la frequenza di risonanza può essere compresa tra 0.4 e 0.7 Hz, mentre il fattore di qualità varia tra 3 e 8.5 (Watson et al., 2019).

Anche la temperatura del gas contenuto nel crater/condotto è molto importante nella propagazione delle onde acustiche. La temperatura dell'aria all'interno di un cratere vulcanico può variare significativamente tra i vulcani. Fee et al. (2010) hanno utilizzato immagini FLIR per stimare la temperatura media dell'aria all'interno del cratere Halema'uma'u a 200 °C, mentre Oppenheimer e Kyle (2008) hanno eseguito la spettroscopia FTIR delle emissioni di gas a Erebus e hanno calcolato una temperatura dell'aria di 125 °C all'interno del cratere. Inoltre, la temperatura dell'aria all'interno di un cratere è spazialmente variabile. Ad esempio, all'Erebus la temperatura atmosferica media è di -25 °C, mentre la temperatura superficiale del lago di lava varia da 500 °C a 1000 °C (Calkins et al., 2008; Oppenheimer e Kyle, 2008; Gerst et al., 2013).

4. VINCOLI INFRASONICI SULLE VARIAZIONI DEL LIVELLO DEL MAGMA E SULLA CONNETTIVITA' DEI CONDOTTI NEL SISTEMA DI ALIMENTAZIONE SOMMITALE DEL MT. ETNA.

I vulcani rappresentano laboratori naturali altamente dinamici, in cui complessi processi sotterranei governano le loro manifestazioni superficiali (ad esempio, Iacovino, 2015; Reath et al., 2020). Al centro dell'attività vulcanica si trova il sistema di alimentazione, una rete di condotti, serbatoi di magma e zone di frattura responsabili del trasporto di magma, sostanze volatili ed energia termica dalle profondità della Terra alla superficie. Studiare la geometria e le interconnessioni di questi sistemi sotterranei è fondamentale per migliorare la previsione delle eruzioni e la valutazione del rischio (ad esempio, Tibaldi, 2015; Magee et al., 2018; Burchardt et al., 2022). I sistemi vulcanici a cratere aperto con degassamento attivo sono particolarmente efficaci nel produrre infrasuono con frequenze derivanti da fenomeni di risonanza. Questi toni sono modulati in modo critico dalla geometria del cratere del vulcano e dal condotto superficiale (ad esempio, Fee et al., 2010; Goto e Johnson, 2011). Ad esempio, Fee et al. (2010) hanno studiato il tremore armonico infrasonico e le esplosioni prodotte dal degassamento nel cratere Halema'uma'u, vulcano Kilauea, rivelando che il degassamento persistente da una sorgente superficiale all'interno della cavità provoca la risonanza della cavità piena di gas, fornendo informazioni sulle dimensioni della cavità e sulla dinamica dell'attività vulcanica.

Le variazioni nelle caratteristiche spettrali degli infrasuoni possono fornire vincoli diretti sulle variazioni del livello di magma all'interno del sistema di alimentazione superiore e consentire inferenze sulle dimensioni dei condotti (ad esempio Richardson et al., 2014; Johnson et al., 2018b). La sensibilità del segnale infrasonico alla geometria delle parti più superficiali del sistema di alimentazione vulcanico, in particolare il cratere e il condotto superiore, lo rende uno strumento molto importante per il monitoraggio in tempo reale di processi dinamici come le oscillazioni del livello del magma nei condotti e nei laghi di lava e le variazioni nelle dimensioni del condotto. L'Etna funge da laboratorio naturale esemplare per l'applicazione di queste tecniche. La sommità dell'Etna è caratterizzata da molteplici crateri sommitali attivi ravvicinati (BN; VOR; SEC; NEC; Fig. 4.1) che interagiscono sia dinamicamente che strutturalmente, riflettendo la natura complessa del suo sistema magmatico sottostante (ad esempio La Spina et al., 2010; Neri et al., 2017). Studi dettagliati sugli infrasuoni sull'Etna hanno rivelato che i segnali acustici registrati in superficie non solo tracciano l'attività dei singoli crateri, ma forniscono anche prove della geometria e delle

interconnessioni del loro sistema di alimentazione (Sciotto et al., 2013; Spina et al., 2015; Watson et al., 2020). Ad esempio, Spina et al. (2015), analizzando le variazioni nelle forme d'onda degli eventi infrasonici del NEC, hanno rivelato interconnessioni tra i sistemi di alimentazione dell'Etna, dimostrando come le fluttuazioni del livello del magma nel condotto del NEC corrispondano a variazioni di pressione nel sistema di alimentazione principale. Watson et al. (2020) hanno analizzato i segnali infrasonici armonici generati dall'attività eruttiva del BN durante l'eruzione laterale del 24 dicembre 2018, rivelando che il cratere si è approfondito e allargato a causa del drenaggio del magma e dell'erosione della parete. Sciotto et al. (2022) hanno studiato il cambiamento nei segnali infrasonici monotoni precedenti un episodio di fontana di lava sull'Etna il 20 febbraio 2021 e hanno interpretato tale fenomeno di gliding come dovuto all'avvicinamento della colonna di magma alla bocca del cratere.

In questo capitolo, utilizzando i segnali infrasonici registrati sull'Etna prima e dopo gli episodi di fontana di lava, abbiamo studiato la struttura della parte superficiale del sistema di alimentazione, in termini sia di geometria che di interconnessioni, nonché la dinamica del magma all'interno del sistema.

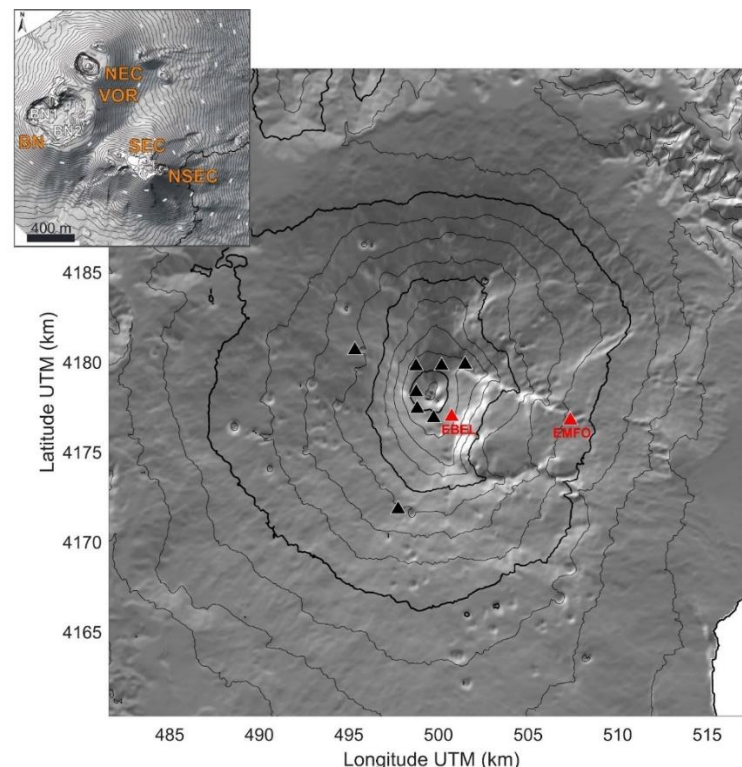


Fig. 4.1. Modello digitale del Monte Etna con l'ubicazione delle stazioni infrasoniche permanenti (triangoli). I triangoli rossi si riferiscono alle stazioni di riferimento utilizzate per l'analisi spettrale. L'insero in alto a sinistra mostra l'area sommitale con i crateri principali (Cratere di Sud-Est: SEC; Bocca Nuova: BN; Voragine: VOR; e Cratere di Nord-Est: NEC; da Neri et al., 2017).

4.1 Inquadramento vulcanologico

L'Etna è considerato uno dei vulcani più persistentemente attivi al mondo. Dal 1986, si è registrato un notevole aumento del numero di eruzioni esplosive di media intensità sull'Etna, culminate nel nuovo millennio con due eruzioni laterali caratterizzate da prolungata emissione di cenere, durate settimane (nel 2001) e mesi (2002-2003) (ad esempio Taddeucci et al., 2002; Andronico et al., 2008; Andronico et al., 2021). Dal 1986 si sono verificate più di 240 attività di fontane di lava dai crateri sommitali (chiamate anche "episodi parossistici" o parossismi), che hanno mostrato una successione molto simile di fasi diverse (ad esempio Behncke et al., 2014; Andronico et al., 2021): (1) una fase di riattivazione consistente in una minore attività esplosiva all'interno del cratere che genera emissioni di cenere; (2) attività stromboliana, che dura da poche ore a diversi giorni; (3) emissione di lava dal cratere o dalle bocche sul suo fianco sud-orientale superiore, che tipicamente accompagna o precede l'inizio delle fontane di lava; (4) un aumento della frequenza e dell'intensità delle esplosioni stromboliane che si fondono in un getto continuo (fontane di lava), della durata di alcune decine di minuti; (5) una fase calante in cui le fontane di lava vengono gradualmente sostituite da potenti emissioni di cenere, della durata da pochi minuti a 20 minuti; (6) emissione passiva di cenere e drenaggio di lava dai principali canali di flusso, con durata fino a poche ore. Tra il 2011 e il 2015, l'Etna ha vissuto uno dei periodi di attività sommitale più complessi e prolungati della sua storia documentata, caratterizzato dall'alternanza di fasi esplosive ed effusive, diversi crateri attivi e un significativo rimodellamento morfologico dell'area sommitale. Sebbene il SEC sia rimasto il centro eruttivo dominante, tutti i crateri sommitali (BN, VOR e NEC) sono stati coinvolti in varia misura.

4.2 Dati

I segnali infrasonici generati dall'attività vulcanica dell'Etna consistono principalmente in tremori ed eventi discreti. Questi ultimi, in genere, durano da pochi secondi a decine di secondi e vengono registrati durante un'ampia gamma di attività vulcanica, dal degassamento alle eruzioni esplosive (Cannata et al., 2013). Per studiare l'attività infrasonica dell'Etna tra il 2011 e il 2015, abbiamo utilizzato dieci stazioni infrasoniche della rete di monitoraggio permanente dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV; Fig. 4.1). In particolare, due stazioni infrasoniche (EBEL ed EMFO; Fig. 4.1) sono state utilizzate per le analisi spettrali, mentre per l'analisi della posizione della sorgente infrasonica abbiamo sfruttato tutte le stazioni disponibili. EBEL ed EMFO erano dotate di un microfono GRASS 40 AN, caratterizzato da una risposta piatta nell'intervallo 0.3 - 20 kHz e una sensibilità di

50 mV/Pa. Le stazioni rimanenti hanno subito una transizione del sensore da Monacor MC-2005 (sensibilità di 80 mV/Pa nell'intervallo di frequenza 1 - 20 Hz) a GRASS 40 AN tra il 2011 e il 2015. Tutte le stazioni acquisiscono a 50 Hz. Per esaminare la relazione tra il segnale infrasonico e la geometria del NEC, le analisi descritte nelle sezioni seguenti si sono concentrate sugli eventi infrasonici acquisiti immediatamente prima, durante e dopo ogni episodio di fontana di lava (Fig. 4.2). In particolare, sono state prese in considerazione 51 fontane di lava: 18 nel 2011, 7 nel 2012, 21 nel 2013, 1 nel 2014 e 4 nel 2015.

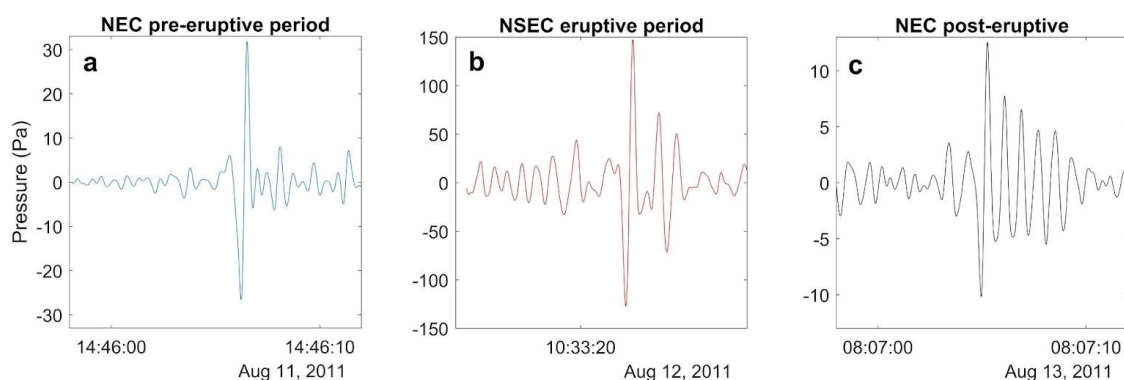


Figura 4.2. Esempio di eventi infrasonici registrati da EBEL in una finestra di 14 secondi durante i periodi (a) pre-eruttivo, (b) eruttivo e (c) post-eruttivo del 12 agosto 2011. I segnali sono stati filtrati tra 0.1 e 2,0 Hz. Nel titolo di ciascun diagramma è mostrato il nome del cratere sommitale che ha generato l'evento infrasonico.

In questo capitolo vengono trattati gli eventi infrasonici generati al NEC poiché nel periodo di interesse (2011-2015) ha generato eventi con una certa continuità). Infatti, a differenza degli eventi emessi dagli altri crateri sommitali, gli eventi infrasonici del NEC vengono generati durante semplice attività di degassamento, consentendoci di registrare tali eventi sia prima che dopo le eruzioni e apprezzarne eventuali variazioni spettrali che ci indicano variazioni nel plumbing system e interconnessioni tra il cratere eruttivo e il NEC.

4.3 Metodi

4.3.1 Rilevamento degli eventi e analisi spettrale

Per eseguire il rilevamento automatico degli eventi infrasonici ed estrarne le principali caratteristiche spettrali, abbiamo utilizzato i dati registrati presso le stazioni EBEL ed EMFO

(Fig. 4.1). Queste stazioni sono state selezionate come siti di riferimento perché generalmente forniscono un buon rapporto segnale/rumore e una copertura temporale continua durante il periodo di studio (ad esempio, Cannata et al., 2013; Sciotto et al., 2022). Per rilevare automaticamente questi eventi discreti, abbiamo applicato il classico algoritmo STA/LTA (Trnkoczy, 2009) sui segnali continui registrati principalmente presso EBEL, sebbene sia stato distrutto durante l'episodio parossistico del 28 febbraio 2013. Per colmare le lacune temporali e garantire una copertura continua, abbiamo utilizzato tracce di EMFO per completare l'analisi. Le tracce sono state filtrate passa-banda tra 0.1 e 6 Hz attraverso un filtro Butterworth del quarto ordine. Le finestre temporali STA e LTA sono state impostate rispettivamente su 1 s e 10 s, con soglie di trigger e de-trigger pari a 3 e 1.5. È stata impostata una durata minima dell'evento di 5 s per escludere altre contaminazioni del segnale. Per studiare le variazioni spettrali degli eventi infrasonici nel tempo, abbiamo eseguito l'analisi FFT sugli eventi discreti identificati durante il processo di rilevamento. In particolare, abbiamo calcolato pseudospettrogramma nel seguente modo (vedi sezione 3.3.1): lo spettro di ciascun segnale discreto è stato calcolato su una finestra temporale di 20 secondi, a partire da 0.5 secondi prima dell'inizio dell'evento, e spettri medi sono stati stimati all'interno di finestre temporali orarie (Fig. 4.3 - 4.6).

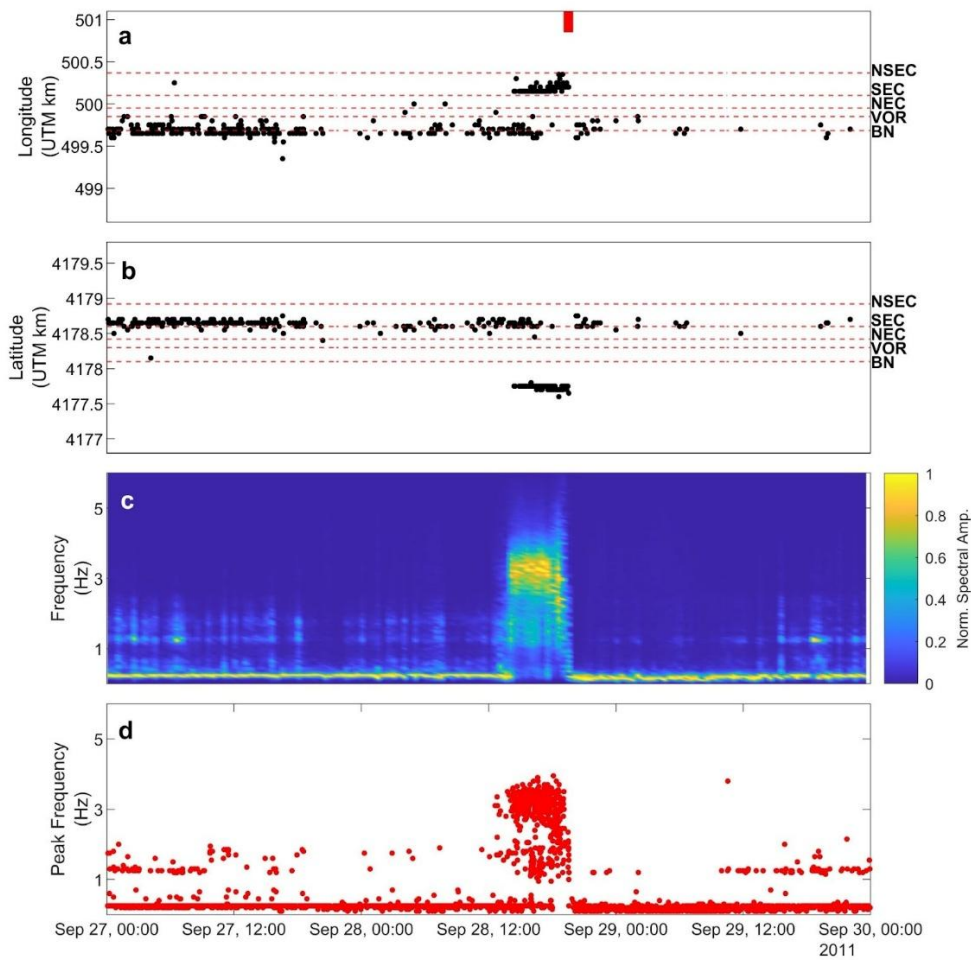


Fig. 4.3. Esempio di caratteristiche spettrali e posizione della sorgente degli eventi infrasonici registrati a EMFO durante il parossismo del 28 settembre 2011. a) Longitudine delle posizioni delle sorgenti infrasoniche in coordinate UTM (km). Le linee rosse tratteggiate e le corrispondenti etichette sul lato destro indicano le posizioni dei crateri sommitali: NEC (Cratere di Nord Est), NSEC (Nuovo Cratere di Sud Est), SEC (Cratere di Sud Est), VOR (Voragine) e BN (Bocca Nuova). Gli eventi infrasonici sono stati filtrati con un valore di semblance maggiore di 0,7. Nella parte superiore del diagramma, il rettangolo rosso si riferisce al periodo di fontana di lava. b) Latitudine delle stesse posizioni delle sorgenti infrasoniche mostrate in (a), anch'esse in coordinate UTM (km). c) Pseudo-spettrogramma normalizzato che evidenzia le variazioni nel contenuto in frequenza dei segnali infrasonici nel tempo. La barra colorata a destra indica l'ampiezza spettrale normalizzata. d) Frequenza di picco degli eventi infrasonici nel tempo.

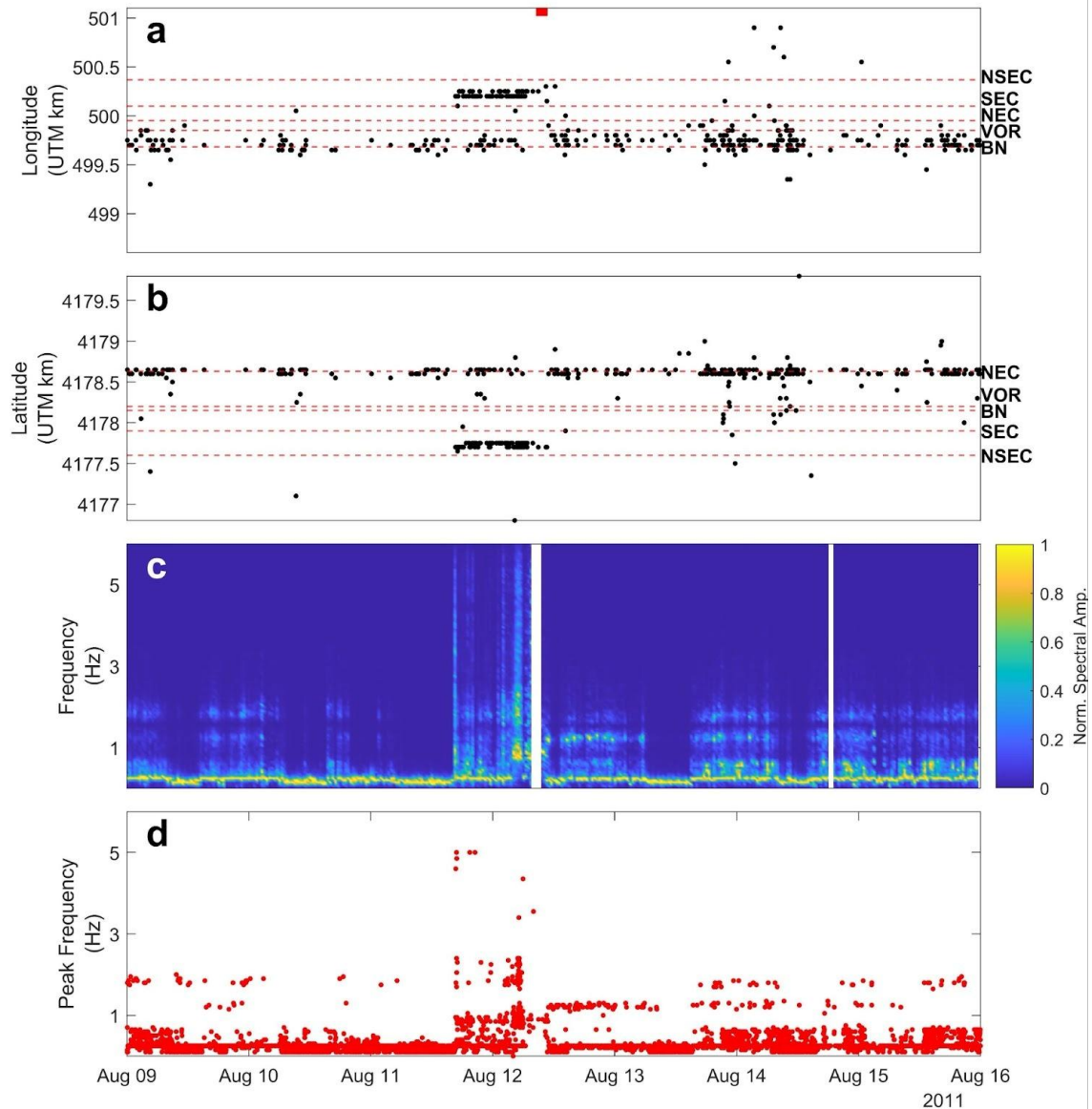


Fig. 4.4. Esempio di caratteristiche spettrali e posizione della sorgente degli eventi infrasonici registrati all'EMFO durante il parossismo del 12 agosto 2011. a) Longitudine delle posizioni delle sorgenti infrasoniche in coordinate UTM (km). Le linee rosse tratteggiate e le corrispondenti etichette sul lato destro indicano le posizioni dei crateri sommitali: NEC (Cratere di Nord Est), NSEC (Nuovo Cratere di Sud Est), SEC (Cratere di Sud Est), VOR (Voragine) e BN (Bocca Nuova). Gli eventi infrasonici sono stati filtrati con un valore di semblance maggiore di 0,7. Nella parte superiore del diagramma, il rettangolo rosso si riferisce al periodo di fontana di lava. b) Latitudine delle stesse posizioni delle sorgenti infrasoniche mostrate in (a), anch'esse in coordinate UTM (km). c) Pseudo-spettrogramma normalizzato che evidenzia le variazioni nel contenuto in frequenza dei segnali infrasonici nel tempo. La barra colorata a destra indica l'ampiezza spettrale normalizzata. d) Frequenza di picco degli eventi infrasonici nel tempo.

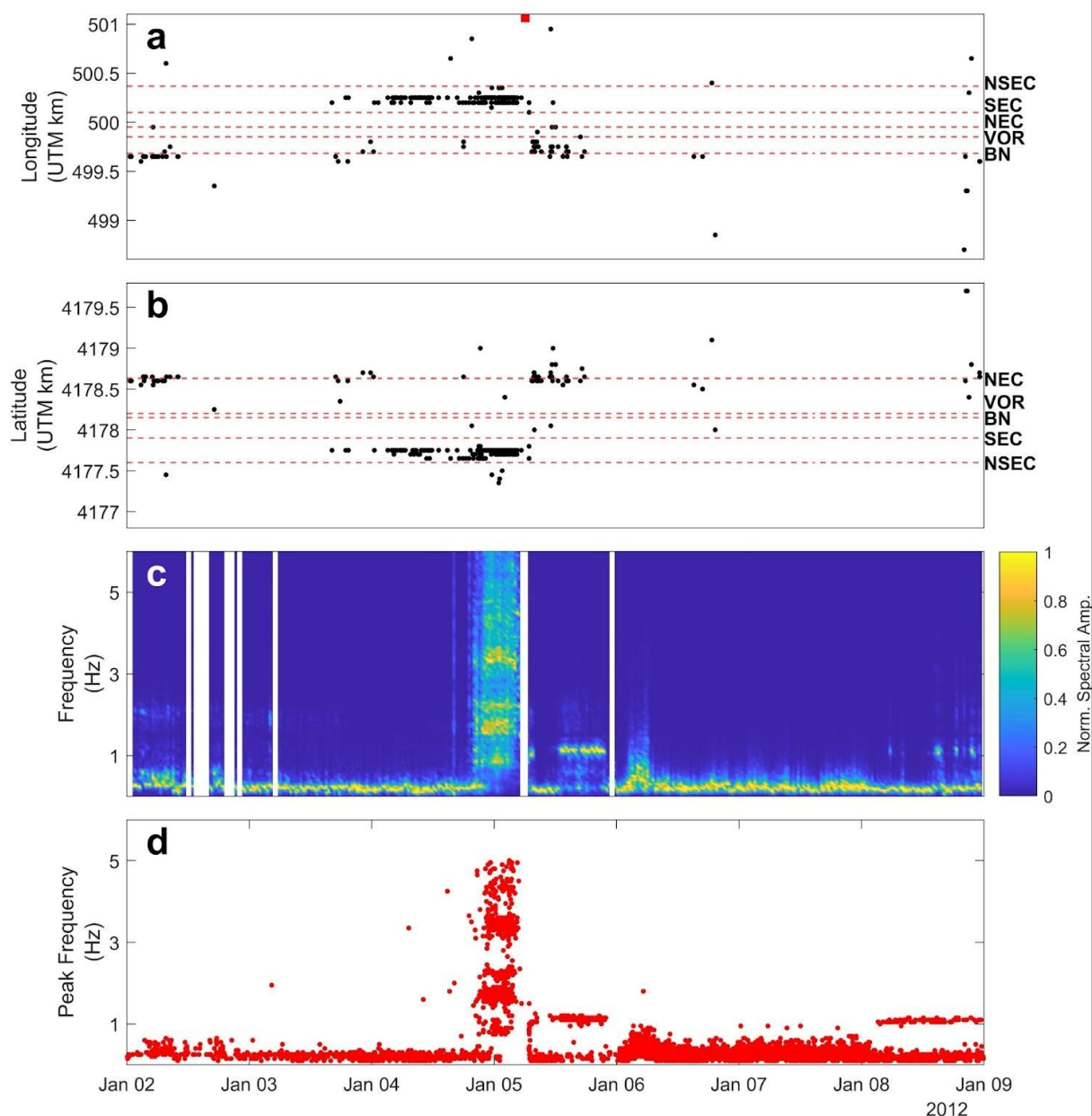


Fig. 4.5. Esempio di caratteristiche spettrali e posizione della sorgente degli eventi infrasonici registrati all'EMFO durante il parossismo del 5 gennaio 2012. a) Longitudine delle posizioni delle sorgenti infrasoniche in coordinate UTM (km). Le linee rosse tratteggiate e le corrispondenti etichette sul lato destro indicano le posizioni dei crateri sommitali: NEC (Cratere di Nord Est), NSEC (Nuovo Cratere di Sud Est), SEC (Cratere di Sud Est), VOR (Voragine) e BN (Bocca Nuova). Gli eventi infrasonici sono stati filtrati con un valore di semblance maggiore di 0,7. Nella parte superiore del diagramma, il rettangolo rosso si riferisce al periodo di fontana di lava. b) Latitudine delle stesse posizioni delle sorgenti infrasoniche mostrate in (a), anch'esse in coordinate UTM (km). c) Pseudo-spettrogramma normalizzato che evidenzia le variazioni nel contenuto in frequenza dei segnali infrasonici nel tempo. La barra colorata a destra indica l'ampiezza spettrale normalizzata. d) Frequenza di picco degli eventi infrasonici nel tempo.

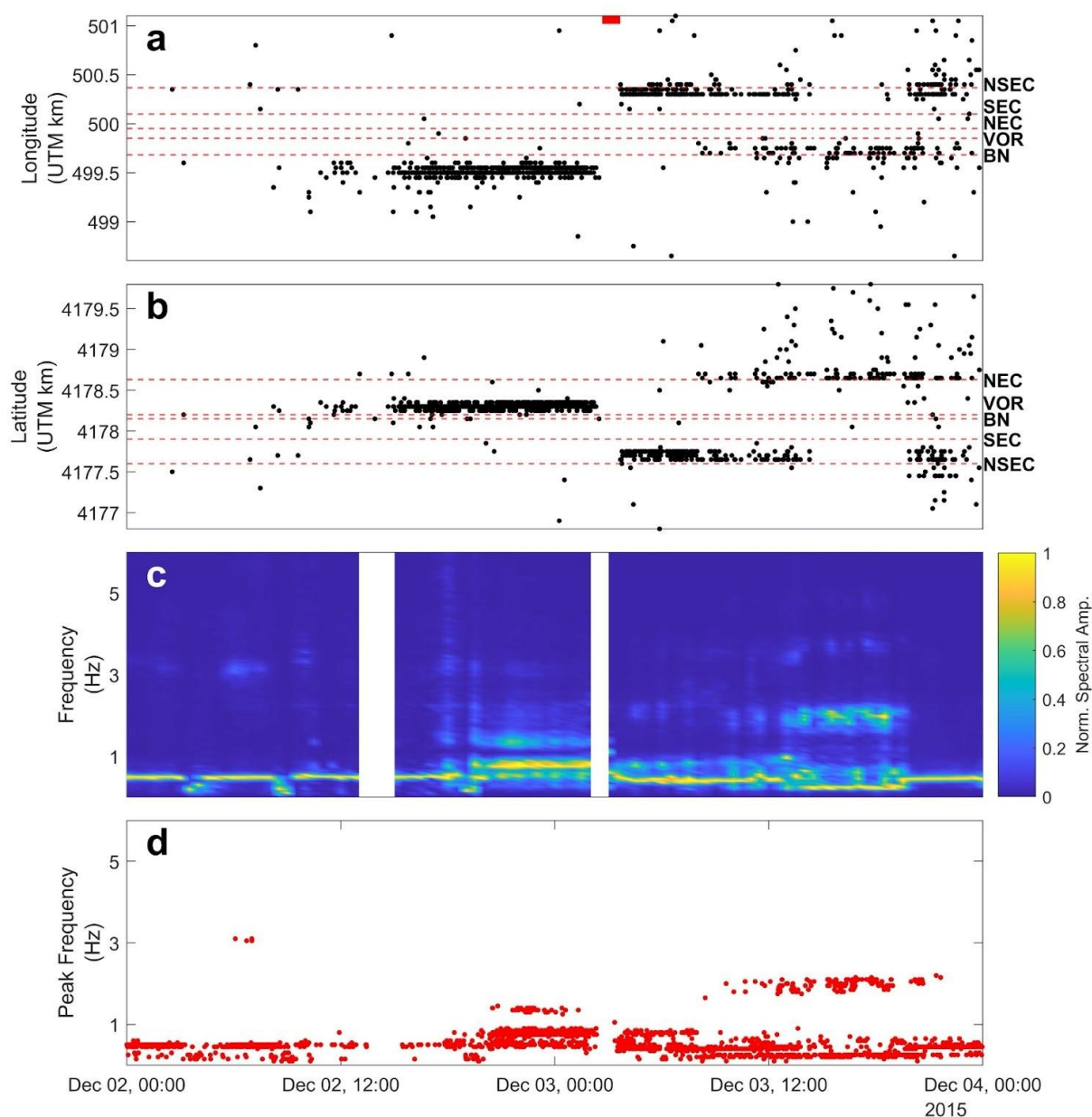


Fig. 4.6. Esempio di caratteristiche spettrali e posizione della sorgente degli eventi infrasonici registrati all'EMFO durante il parossismo del 3 dicembre 2015. a) Longitudine delle posizioni delle sorgenti infrasoniche in coordinate UTM (km). Le linee rosse tratteggiate e le corrispondenti etichette sul lato destro indicano le posizioni dei crateri sommitali: NEC (Cratere di Nord Est), NSEC (Nuovo Cratere di Sud Est), SEC (Cratere di Sud Est), VOR (Voragine) e BN (Bocca Nuova). Gli eventi infrasonici sono stati filtrati con un valore di semblance maggiore di 0,7. Nella parte superiore del diagramma, il rettangolo rosso si riferisce al periodo di fontana di lava. b) Latitudine delle stesse posizioni delle sorgenti infrasoniche mostrate in (a), anch'esse in coordinate UTM (km). c) Pseudo-spettrogramma normalizzato che evidenzia le variazioni nel contenuto in frequenza dei segnali infrasonici nel tempo. La barra colorata a destra indica l'ampiezza spettrale normalizzata. d) Frequenza di picco degli eventi infrasonici nel tempo.

Per approfondire l'evoluzione temporale delle frequenze dominanti temporalmente associate agli episodi di fontane di lava, abbiamo analizzato i valori delle frequenze di picco prima e dopo ogni evento eruttivo (Fig. 4.7). Qui, per frequenza di picco intendiamo la frequenza alla quale lo spettro di ampiezza di un segnale infrasonico raggiunge il suo massimo, tipicamente all'interno dell'intervallo infrasonico. Per ogni fontana, è stata eseguita una selezione semiautomatica degli intervalli pre- e post-evento, tipicamente compresi tra 12 e 48 ore attorno all'episodio.

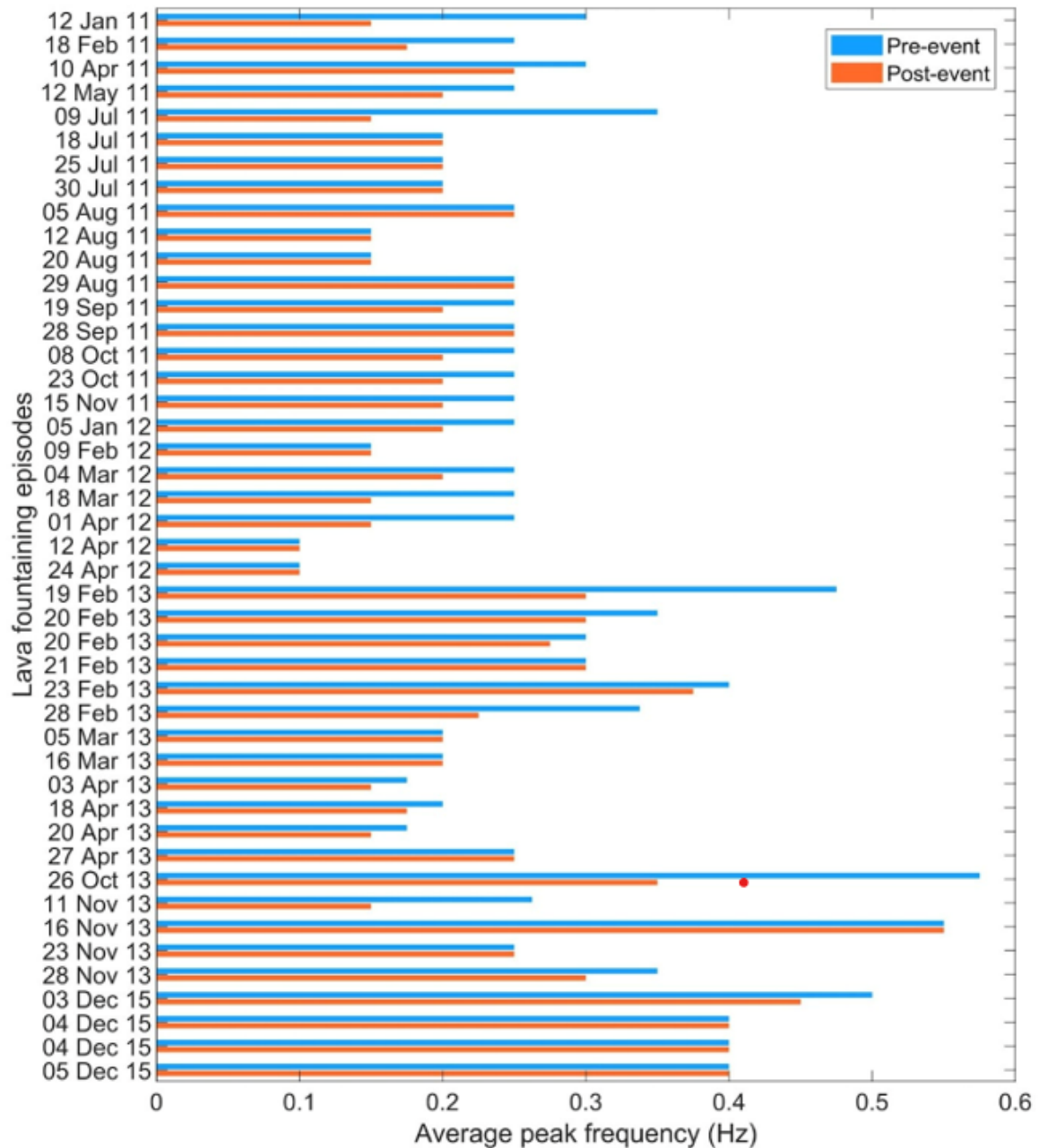


Figura 4.7 Frequenza media di picco degli eventi infrasonici al NEC associati ai periodi pre-eruttivi (blu) e post-eruttivi (arancione). Questi valori sono stati calcolati per eventi nelle 6-24 ore precedenti e successive a ciascuna fontana di lava. Le date sull'asse y indicano il giorno dei singoli episodi di fontana di lava.

All'interno di ciascun intervallo, è stata calcolata la mediana per rappresentare la frequenza caratteristica delle fasi pre- e post-evento. La differenza tra queste due frequenze mediane (Δf) è stata successivamente calcolata per ciascun episodio di fontana di lava. Questo approccio può essere giustificato dal fatto che la maggior parte degli eventi pre- e post-eruttivi ha avuto origine dal NEC (Fig. 4.1a, b). Infine, abbiamo confrontato questi valori con l'intervallo temporale intercorso tra le eruzioni (ovvero, il tempo trascorso tra episodi consecutivi di fontana di lava). I risultati che esplorano le potenziali relazioni tra variazioni di frequenza e intervalli di riposo sono mostrati nelle Figure 4.8 e 4.9.

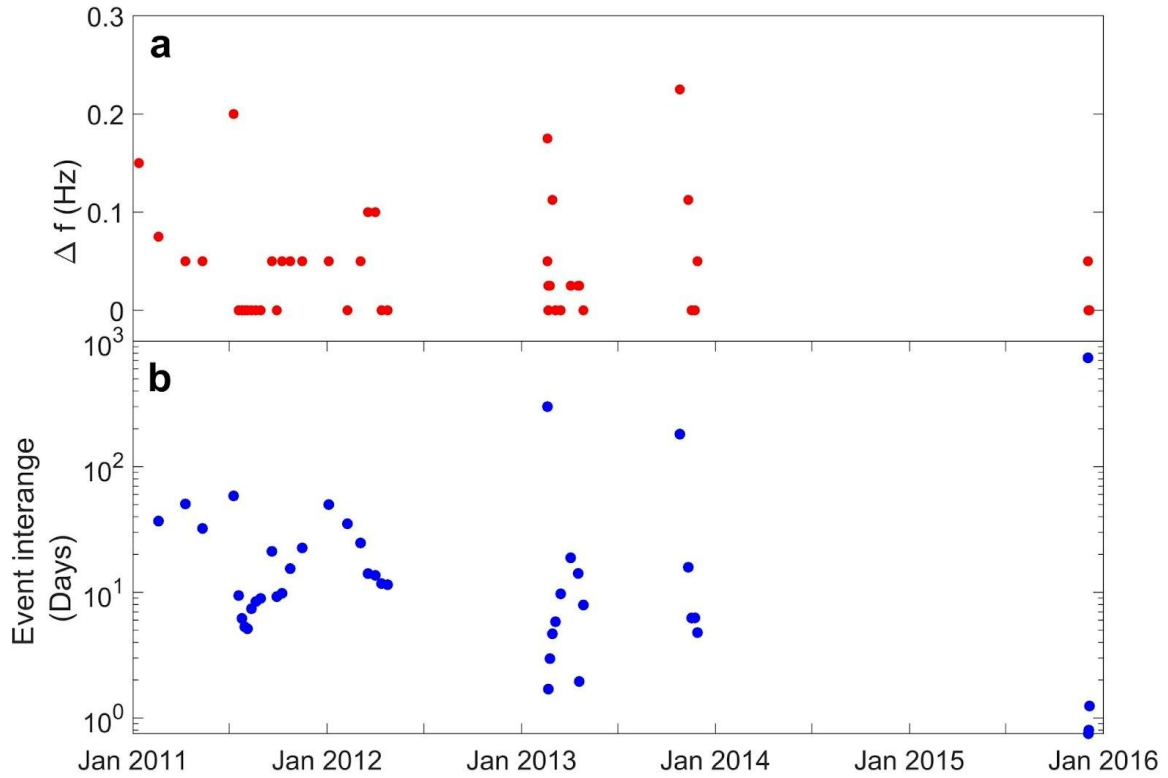


Figura 4.8 Serie temporale delle caratteristiche principali degli eventi infrasonici registrati 6-24 ore prima e dopo le eruzioni parossistiche, osservate tra gennaio 2011 e dicembre 2015. a) Δf che rappresenta la differenza tra le frequenze mediane calcolate durante i periodi pre-eruttivi e quelle calcolate durante i periodi post-eruttivi per ciascun parossismo. c) Intervallo temporale tra le eruzioni, ovvero l'intervallo di tempo calcolato tra ciascun evento di fontana di lava e quello precedente.

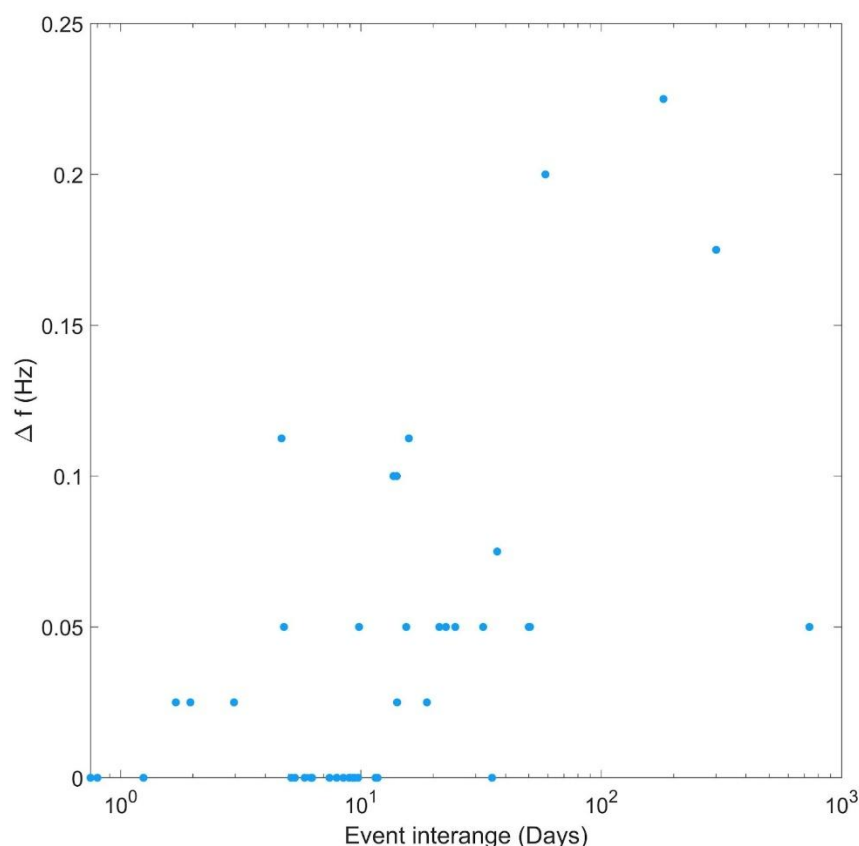


Figura 4.9 Confronto tra Δf e intervallo temporale tra gli eventi di fontana di lava, verificatisi tra il 2011 e il 2015. Δf rappresenta la differenza tra le frequenze mediane calcolate durante i periodi pre-eruttivi e post-eruttivi per ciascun episodio, mentre l'intervallo temporale si riferisce all'intervallo di tempo calcolato tra ciascun evento di fontana di lava e quello precedente.

4.3.2 Analisi della posizione della sorgente

La posizione della sorgente infrasonica è stata determinata utilizzando un algoritmo di ricerca a griglia 2D su un'area di $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ centrata sulla sommità del vulcano, con una risoluzione orizzontale di 25 metri (per approfondimento vedi Cap 3 paragrafo 3.4). In questo lavoro, l'analisi della posizione delle sorgenti è stata applicata agli eventi infrasonici verificatisi entro un intervallo di 2-3 giorni attorno a ciascun episodio di fontana di lava, al fine di indagare la distribuzione spaziale delle sorgenti acustiche associate a questi episodi eruttivi. Sono stati considerati solo gli eventi con un valore combinato di sembianza-luminosità superiore a 0,7, garantendo un'elevata affidabilità delle posizioni delle sorgenti recuperate. Un esempio delle distribuzioni risultanti è mostrato nelle Figure 4.3a, b.

4.3.3 Modellazione della sorgente

I picchi spettrali identificati nelle registrazioni infrasoniche possono essere interpretati come il risultato della risonanza acustica nella parte superiore del sistema idraulico, dove le onde di pressione sono generate dall'esplosione di gas in cima alla colonna magmatica. Questa

interpretazione è coerente con studi precedenti condotti sull'Etna (Watson et al., 2020; Sciotto et al., 2022) ed è stata anche utilizzata per spiegare caratteristiche spettrali simili osservate in altri vulcani (Richardson et al., 2014; Johnson et al., 2018a,b). In effetti, le variazioni ricorrenti delle frequenze dominanti suggeriscono che i cambiamenti nel contenuto frequenziale dei segnali infrasonici prima e dopo l'attività eruttiva possano riflettere variazioni nel livello del magma piuttosto che brusche modifiche nella geometria del cratere, che produrrebbero improvvise e non ricorrenti discontinuità spettrali. Nelle sezioni seguenti presentiamo il modello di risonanza e l'approccio di inversione utilizzati per estrarre informazioni quantitative sulle variazioni del livello del magma all'interno del condotto.

4.3.3.1 Metodo analitico: risonanza di un condotto cilindrico

Per stimare le frequenze di risonanza del condotto vulcanico, abbiamo inizialmente applicato le formulazioni classiche per la risonanza acustica nei tubi cilindrici. Per un condotto riempito d'aria con entrambe le estremità chiuse (o entrambe aperte), le frequenze di risonanza sono date da (Kobayashi et al., 2010):

$$f = \frac{nv}{2L} \quad (4.1)$$

con $n = 1, 2, 3, \dots$

dove f è la frequenza di risonanza, v è la velocità del suono nel gas e L è la lunghezza del condotto vuoto. La velocità del suono v è stata considerata nell'intervallo 400-750 m/s, corrispondente a temperature del gas di 300 K, 800 K e 1200 K, e calcolata tenendo conto dei valori associati della costante del gas (R_g) e del rapporto di capacità termica (γ), seguendo Sciotto et al. (2013). Nel caso di un condotto chiuso a un'estremità e aperto all'altra, le frequenze di risonanza previste seguono una relazione diversa (Kobayashi et al., 2010 e riferimenti ivi contenuti):

$$f = \frac{nv}{4L_{eff}} \quad (4.2)$$

con $n = 1, 3, 5, \dots$

Qui, L_{eff} indica la lunghezza acustica effettiva del tubo aperto-chiuso. Poiché l'estremità aperta del tubo introduce correzioni di estremità, soprattutto quando il raggio del condotto è grande rispetto alla sua lunghezza, è necessario aggiungere un termine di correzione empirico. La lunghezza effettiva è calcolata come (Johnson et al., 2018b):

$$(4.3) \quad 7$$

$$L_{eff} = L + \Delta L = L + \frac{8a}{3\pi}$$

dove a è il raggio del condotto.

. I parametri geometrici utilizzati per il cratere del NEC in questo capitolo sono:

- il raggio della parte sommitale del condotto del NEC (15 m) e il raggio del bordo del cratere (130 m) che sono stati vincolati utilizzando immagini satellitari ottenute da Google Earth (Fig. 4.10 e 4.11);
- la profondità del cratere del NEC, che è stata ricavata utilizzando il lavoro di Neri et al. (2017) (Fig.4.12);
- la profondità del condotto (intesa come livello di frammentazione del magma), che è stata ipotizzata a diverse profondità, effettuando vari test nel range (100-1000 m).



Fig. 4.10 Raggio del condotto del Cratere di Nord-est.

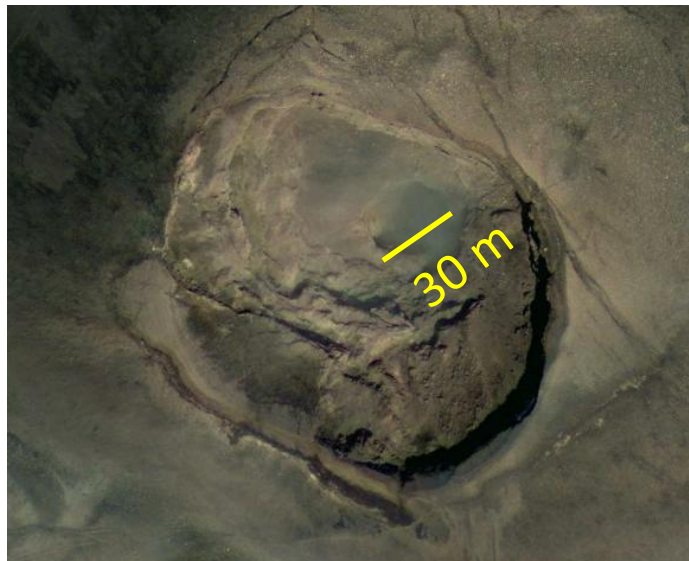


Fig. 4.11 Raggio del condotto del Cratere di Nord-est.

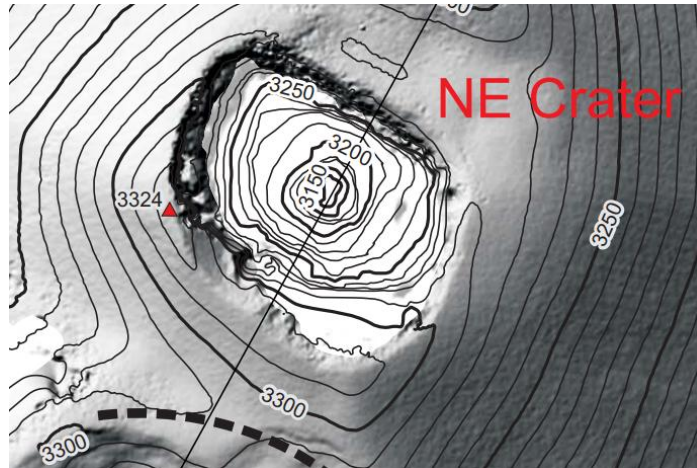


Fig. 4.12 Profondità craterica del Cratere di Nord-est.

I risultati di questa analisi acustica, comprese le frequenze di risonanza calcolate in base a diverse ipotesi e geometrie, sono presentati nella Figura 4.13.

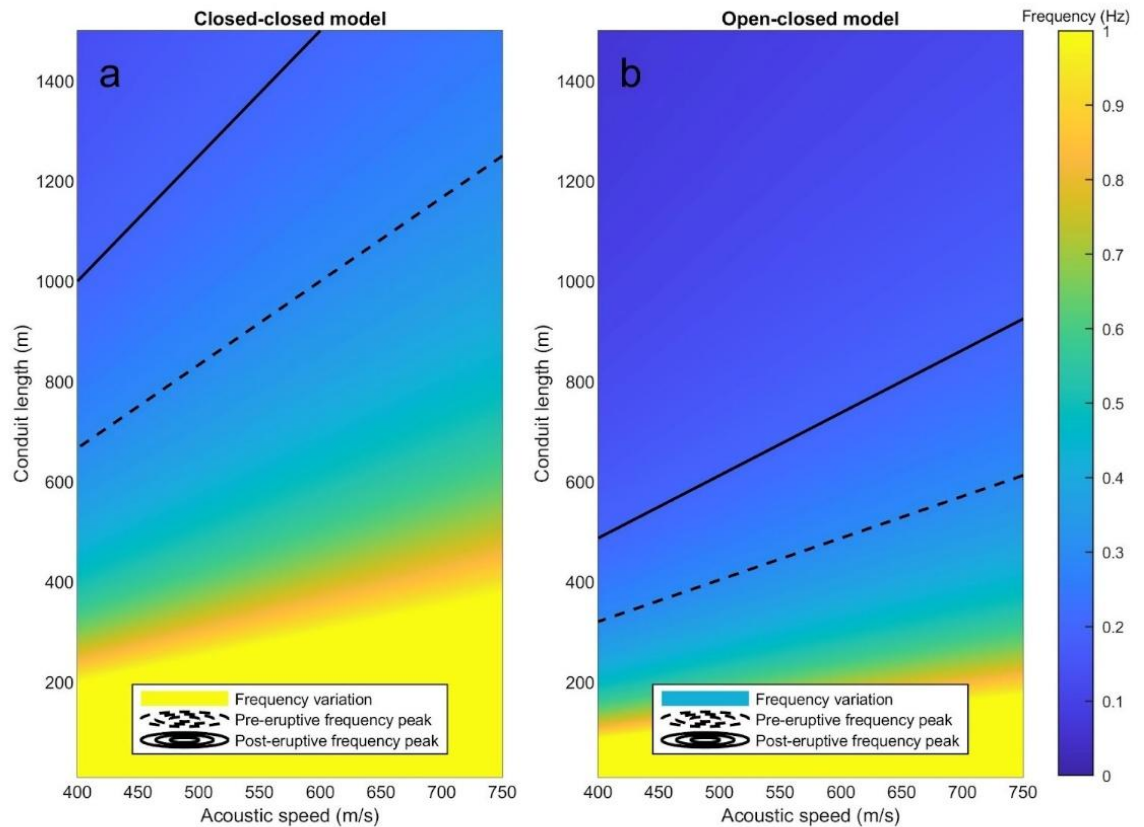


Fig. 4.13. Variazione della frequenza teorica (visualizzata con la scala di colori), ottenuta applicando (a) il modello del risonatore a tubo chiuso-chiuso (Eq. (4.1)) e (b) il modello del risonatore a tubo aperto-chiuso

(Eq. (4.2)), in funzione della lunghezza del condotto e della velocità acustica nel condotto. Il picco di frequenza pre-eruttiva è pari a 0,3 Hz, mentre il picco di frequenza post-eruttiva è pari a 0,2 Hz.

4.3.3.2 Metodo numerico: CRes

Per vincolare quantitativamente la geometria del cratere NEC e le sue variazioni prima e dopo gli episodi di fontane di lava, abbiamo utilizzato anche lo strumento numerico CRes (Crater Resonance; Watson et al., 2019). È stato specificamente progettato per simulare la risposta acustica dei crateri vulcanici (con geometrie quasi unidimensionali) eccitati dal flusso di gas transitorio alla sommità della colonna di magma. Il modello risolve l'equazione lineare delle onde acustiche all'interno del condotto craterico, assumendo un'area della sezione trasversale variabile con la profondità. La radiazione acustica esterna è stata trattata come emissione da un pistone deflettore incorporato in un piano infinito, che rappresenta il contrasto di impedenza tra la cavità craterica e l'atmosfera. Per ulteriori dettagli vedi sezione 3.6 di questa tesi.

Nella nostra applicazione, il codice CRes è stato utilizzato per invertire gli spettri degli eventi infrasonici medi ottenuti dalla selezione semiautomatica dei periodi pre-eruttivo e post-eruttivo delle 51 fontane di lava. L'inversione è stata eseguita utilizzando un algoritmo Markov Chain Monte Carlo (MCMC) con 10,000 iterazioni. Per eseguire l'inversione, sono state definite sorgenti di tipo Brune (con ampiezza caratteristica $\sigma = 0,3$ s; Brune, 1970) e una geometria iniziale del cratere sulla base di studi precedenti e vincoli morfologici (Neri et al., 2017). Viene scelta la sorgente di tipo Brune poiché il tasso di flusso volumetrico di gas da un *vent* può avere un inizio più rapido seguito da un decadimento più lento. Tale andamento è descritto molto bene dalla funzione di Brune (Watson et al., 2019). Inoltre, consideriamo una temperatura del cratere di 550 °C; utilizzando una costante specifica dei gas di 287 J kg⁻¹ K⁻¹ e un rapporto dei calori specifici di 1,4, ciò corrisponde a una velocità del suono di circa 575 m s⁻¹ (ad esempio, Sciotto et al., 2013; Cannavò et al., 2019). Questi parametri sono stati utilizzati per calcolare gli spettri di ampiezza sintetici del segnale infrasuono (Fig. 4.9). Per ogni iterazione, il MCMC regola iterativamente il profilo di profondità e raggio della geometria iniziale del cratere, riducendo al minimo la discrepanza tra gli spettri di ampiezza osservati e simulati all'interno della banda di frequenza 0-3 Hz, fino a recuperare le configurazioni del cratere più probabili coerenti con i dati. Esempi di inversione della porzione risonante del sistema idraulico del NEC prima e dopo le eruzioni sono mostrati in Figura 4.14.

La geometria iniziale per l'inversione è stata fissata come sopra menzionato (vedi Fig. 4.10 - 4.12). In Figura 4.15. viene mostrata tale geometria iniziale del cratere utilizzata per l'inversione, e il corrispondente spettro di ampiezza normalizzata teorico.

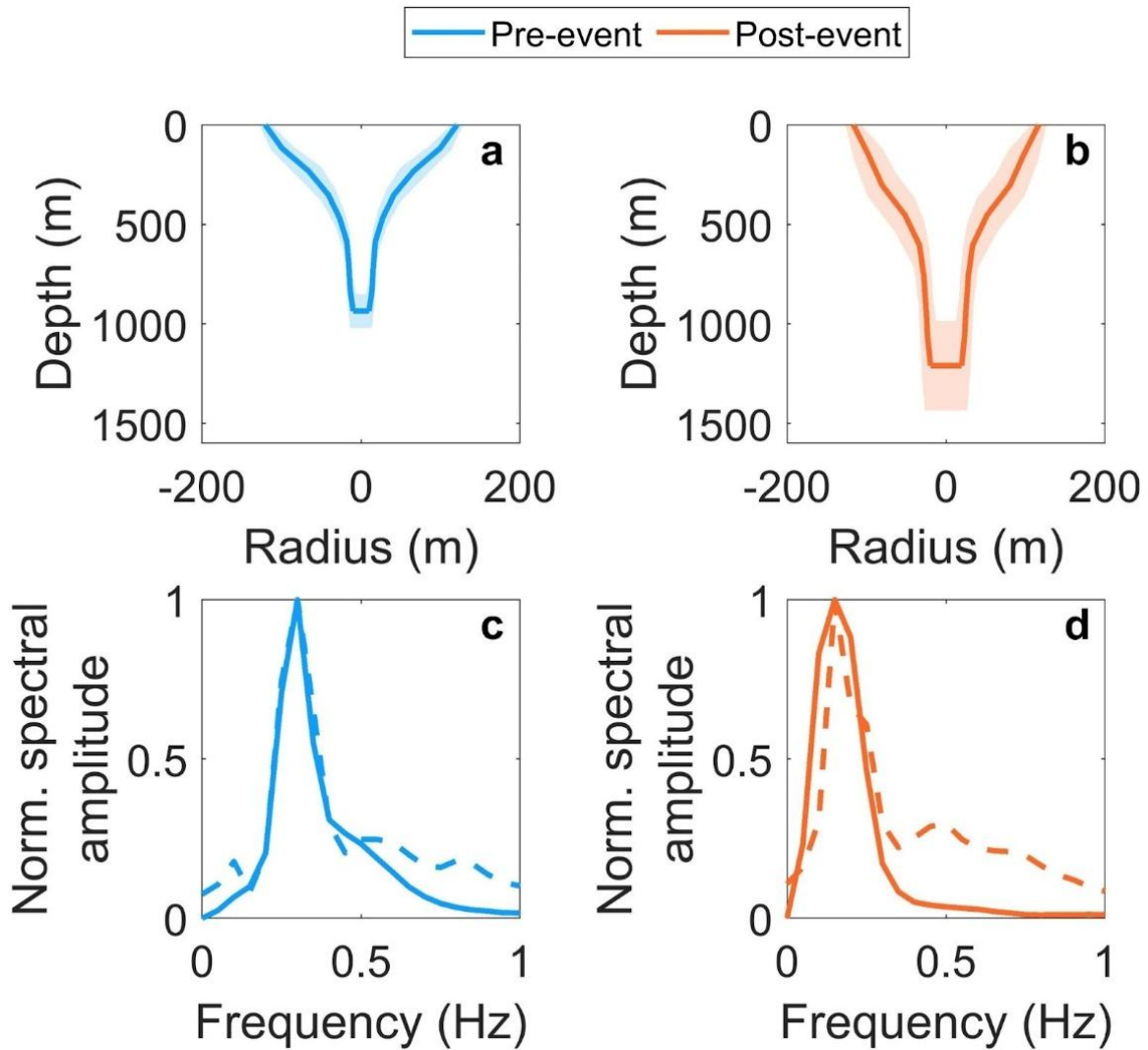


Fig. 4.14 Esempio di risultati di inversione per i periodi pre-evento (blu, 11 gennaio 2011, 00:01:38 UTC - 12 gennaio 00:25:05 UTC) e post-evento (arancione, 13 gennaio 2011, 01:24:26 UTC - 12:41:32 UTC). (a) e (b): Geometria media invertita del cratere (linee continue) che mostra più/meno una deviazione standard (aree ombreggiate) per i periodi pre-evento (a) e post-evento (b). (c) e (d): Spettri di ampiezza infrasonica normalizzati che mostrano i dati osservati (linee continue) e gli spettri simulati (linee tratteggiate) corrispondenti alla geometria media mostrata in (a) e (b), rispettivamente per i periodi pre-evento (c) e post-evento (d).

La temperatura del gas all'interno del condotto vulcanico influisce in modo determinante sul contenuto spettrale infrasonico e quindi sui modelli geometrici del cratere derivati da tali segnali. Per questo motivo, la temperatura del gas vulcanico all'interno del condotto è un

parametro critico da considerare nei modelli acustici: la sua corretta stima garantisce che le geometrie crateriche invertite dai dati infrasonici (profondità del condotto, forma e raggio del condotto/cratere) siano realistiche e non affette da errate assunzioni sulla velocità acustica (e.g. Watson et al., 2019; Johnson et al., 2018). Tuttavia, data l'impossibilità di vincolare in modo diretto la temperatura del gas contenuto all'interno della porzione sommitale del plumbing system, è da considerare la variazione relativa nella lunghezza del condotto, e quindi nella profondità della superficie libera del magma, piuttosto che le dimensioni/profondità assolute ricavate.

Per quanto concerne la *source function*, dal punto di vista dell'inversione della geometria craterica, le incertezze legate ad essa risultano generalmente secondarie rispetto all'influenza della geometria stessa. Infatti, i metodi d'inversione basati sulle sole frequenze di picco tendono ad essere robusti nonostante differenze nella sorgente, proprio perché le frequenze osservate riflettono le proprietà risonanti del cratere più che lo spettro di sorgente (Watson et al., 2020). La forma della *source function* può influenzare la distribuzione di ampiezza tra le varie armoniche: un transiente molto impulsivo a banda larga ecciterà più i modi superiori, rispetto ad una sorgente più "dolce" a banda limitata che tende invece a privilegiare il modo fondamentale e smorzare le componenti armoniche a più alta frequenza (e.g. Rosenblatt et al., 2022).

Una estesa analisi di sensitività per capire come la velocità acustica del gas nel *plunging system* e il tipo di *source function* influenzino i risultati delle inversioni non è stata svolta, e sarà oggetto di future analisi.

4.4 Risultati e discussione

L'attività infrasonica dell'Etna ha mostrato marcate differenze spaziali e spettrali tra i crateri sommitali (Fig. 4.3), che riflettono la dinamica del suo plumbing system superficiale. Prima e dopo la maggior parte degli episodi di fontane di lava, la sorgente dei segnali infrasonici era localizzata principalmente al NEC (Fig. 4.3a, b), soprattutto durante i periodi di degassamento persistente. Al contrario, durante le fasi esplosive, questa sorgente apparentemente migrava verso il SEC (episodi 2011-2014) e occasionalmente verso il VOR (episodi 2015, Fig. 4.3a, b e 4.15).

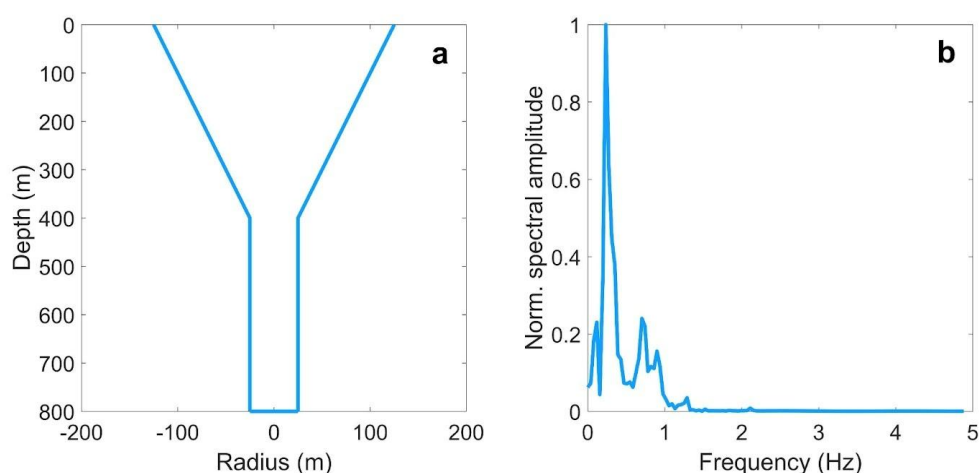


Fig. 4.15. (a) Geometria iniziale del cratere utilizzata per l'inversione, definita in base a vincoli morfologici e studi precedenti (Neri et al., 2017; Watson et al., 2020). (b) Spettro di ampiezza normalizzata sintetica corrispondente calcolato con il modello CRes per la configurazione iniziale.

Questo comportamento è rimasto stabile almeno dal 2006, come riportato in diversi studi. In particolare, l'attività continua del NEC è stata documentata durante il parossismo del 16 novembre 2006 da Sciotto et al. (2011), ed è stata ulteriormente confermata per il periodo settembre-novembre 2007 da Cannata et al. (2009). Spina et al. (2015) hanno esteso questa caratterizzazione al periodo 2007-2008, sottolineando la persistenza degli infrasuoni del NEC sia durante le fasi eruttive che non eruttive. Cannata et al. (2015) hanno evidenziato una radiazione pressoché continua di eventi infrasonici durante tutto il 2013. Un'osservazione cruciale che emerge da questi studi è l'evoluzione spettrale ricorrente degli eventi infrasonici del NEC, temporalmente correlata all'attività eruttiva a SEC o VOR, che viene confermata anche dal nostro studio (Fig. 4.3 e 4.15). La apparente migrazione delle sorgenti degli eventi infrasonici è stata accompagnata da cambiamenti spettrali sistematici. Infatti, gli eventi pre- e post-eruttivi al NEC erano caratterizzati da un contenuto a bassa frequenza, generalmente < 1 Hz (Figura 4.7), mentre i segnali infrasonici di SEC o VOR mostravano valori di frequenza di picco significativamente più elevati (1-5 Hz), soprattutto durante l'attività di fontana di lava.

Queste variazioni nel contenuto spettrale dei segnali infrasonici sono state evidenti anche confrontando la frequenza mediana di picco degli eventi originati dal NEC durante le 6-24 ore precedenti e successive agli episodi di fontana di lava (Figura 4.7). Queste osservazioni potrebbero suggerire una connessione idraulica tra i sistemi di alimentazione dei crateri sommitali (NEC e SEC/VOR), che agiscono come cavità risonanti in diversi regimi eruttivi.

Questo accoppiamento è stato evidenziato per la prima volta durante l'eruzione del 16 novembre 2006, quando Sciotto et al. (2011) hanno segnalato un cambiamento nel picco di frequenza degli eventi infrasonici del NEC contemporaneamente all'eruzione del SEC. Modelli simili sono stati osservati durante gli episodi di fontana di lava del 2007 (Spina et al., 2015) e l'eruzione laterale del maggio 2008 (Cannata et al., 2009; Di Grazia et al., 2009; Spina et al., 2015). Tale variazione nella frequenza mediana di picco degli eventi infrasonici del NEC (di seguito indicata come Δf) varia generalmente tra 0.05 e 0.25 Hz, rivelando una diminuzione sistematica delle frequenze dominanti degli eventi infrasonici del NEC dopo le eruzioni a SEC o VOR (Fig. 4.8).

Questo comportamento può essere interpretato come conseguenza del drenaggio/svuotamento del magma all'interno del condotto NEC. Infatti, secondo i modelli di risonatore, tale diminuzione di frequenza corrisponderebbe a una diminuzione del livello del magma e quindi all'aumento della lunghezza della cavità risonante riempita di gas. Questa variazione spettrale è stata ripetutamente osservata ed è ben supportata sia da osservazioni sul campo che da studi di modellazione (Sciotto et al., 2013; Spina et al., 2015). È da notare che l'entità di Δf dipende probabilmente dall'intervallo di tempo tra un'eruzione e quella precedente: più lungo è l'intervallo, maggiore è il valore di Δf (Fig. 4.8 e 4.9). Infatti, quando gli episodi di fontane di lava si sono verificati a distanza di 1-2 giorni l'uno dall'altro, Δf è risultato trascurabile, indicando che la geometria della cavità acustica è rimasta sostanzialmente invariata. Queste osservazioni suggeriscono che i brevi tempi di riposo non hanno permesso alla colonna di magma di ricaricarsi nuovamente per ristabilire un condotto più corto riempito di gas. In altre parole, fontane ravvicinate non consentono la ricarica dei condotti comunicanti e il sistema mantiene un basso livello di magma da un'eruzione all'altra. Tale persistenza di una colonna di magma profonda impedisce di notare ampie variazioni spettrali prima e dopo gli episodi eruttivi. La relazione dedotta tra episodi di fontane di lava ravvicinati e minime variazioni spettrali negli infrasuoni può essere ulteriormente supportata da osservazioni geodetiche ad alta precisione. Currenti e Bonaccorso (2019) hanno analizzato l'attività esplosiva-effusiva del 2017 tramite dati di strainmeter. Questi dati hanno rivelato pattern di inflazione esponenziale, a seguito di ogni episodio eruttivo, interpretati come la ripressurizzazione del serbatoio magmatico superficiale dovuta all'afflusso di magma dal profondo. I tempi di ricarica caratteristici osservati variavano tra 2 e 7 giorni dopo gli eventi eruttivi. Questi modelli riflettono probabilmente un equilibrio dinamico tra la fase di rapido accumulo e quella di scarico della camera magmatica del vulcano. Ciò potrebbe supportare l'idea che brevi intervalli di riposo (inferiori a 2 e 7 giorni) potrebbero

non consentire una ricarica magmatica significativa. Pertanto, le variazioni spettrali post-eruttive al NEC sono evidenti in caso di eruzioni temporalmente distanti.

Per quanto invece concerne variazioni spettrali pre-eruttive, presumibilmente determinate dall'innalzamento del livello del magma e dai corrispondenti aumenti della frequenza di risonanza, non sono state identificate nei nostri dataset. In letteratura sono riportati alcuni casi. Ad esempio, Sciotto et al. (2013) hanno documentato un progressivo aumento della frequenza di picco del NEC nelle ore precedenti l'inizio dell'eruzione laterale del 13 maggio 2008, suggerendo una risalita del magma pre-eruttiva. Inoltre, Sciotto et al. (2022) hanno riportato analoghi aumenti di frequenza nel tremore infrasonico al SEC prima della fontana di lava del 20 febbraio 20221.

È stata tentata una modellazione geometrica del sistema di alimentazione superficiale del NEC, basata sulle frequenze infrasoniche osservate e sulle loro variazioni nel tempo, utilizzando modelli analitici classici a condotto aperto-chiuso (Eq. 4.1–4.3; Fig. 4.13). Sebbene queste formulazioni riproducano la relazione inversa generale tra frequenza di risonanza e lunghezza del condotto, producono geometrie fisicamente irrealistiche. In particolare, spiegare le frequenze NEC osservate (ovvero, 0.1 – 0.6 Hz, Fig. 4.7) con un semplice modello cilindrico richiederebbe condotti estremamente lunghi e stretti, profondi centinaia di metri ma larghi solo poche decine di metri. Tali rapporti di aspetto sono meccanicamente instabili e incoerenti con le osservazioni geologiche (ad esempio, Aravena et al., 2017, 2018; Mullet e Seagal, 2021). Infatti, strette colonne di gas e magma non possono persistere sotto stress litostatico e collasserebbero o si allargherebbero durante il moto del magma (ad esempio, Macedonio et al., 1994; Aravena et al., 2017). Problemi simili sono stati osservati in altri vulcani, dove i condotti evolvono in forme svasate o coniche man mano che il magma risale ed erode le pareti (ad esempio, Dragoni e Santini, 2007; Piombo et al., 2016; Aravena et al., 2018). Un modello semplicistico di risonatore a condotto fornisce solo indicazioni qualitative e non può essere utilizzato per l'inferenza quantitativa della geometria dei crateri dei vulcani (ad esempio, Ishii et al., 2023). Le variazioni di frequenza registrate sull'Etna (Fig. 4.8) richiedono variazioni molto ampie nella lunghezza del risonatore e nel livello del magma all'interno del condotto, che si sposterebbe nell'ordine di centinaia di metri. Questa variazione di profondità può essere complessa da conciliare con le dimensioni note del cratere e la portata magmatica prevista durante un singolo episodio di fontana di lava.

Per superare i limiti dei modelli analitici di condotto, abbiamo utilizzato CRes, che fornisce vincoli geometrici e variazioni del livello del magma più realistici. CRes consente di

approssimare la forma del cratere superiore e del condotto variando gradualmente il raggio con la profondità (Fig. 4.14). Di conseguenza, il modello può riprodurre la risonanza del NEC, inclusi le variazioni in frequenza causate dalle porzioni più ampie del cratere che agiscono come un corno acustico. Prima della maggior parte degli episodi di fontane di lava, le simulazioni mostrano che la cavità risonante al NEC è relativamente più corta, con profondità del cratere modellate tipicamente comprese tra 800 e 900 m (Fig. 4.14a). Questa configurazione riproduce le alte frequenze infrasoniche (0.2-0.5 Hz) registrate durante i periodi di quiescenza o pre-eruttivi (Fig. 4.14c). Questa colonna risonante più corta suggerisce che il livello del magma fosse superficiale e che la porzione riempita di gas all'interno del condotto fosse ridotta, come conseguenza della risalita del magma al di sotto del NEC prima dell'eruzione esplosiva. Dopo gli eventi eruttivi, le lunghezze derivate da CRes aumentano (1000-1200 m; Figura 4.14b) in linea con la diminuzione di frequenza osservata nei segnali infrasonici post-eruttivi (Fig 4.14d).

Questo approfondimento sistematico della cavità risonante potrebbe essere correlato alla diminuzione del livello del magma all'interno del condotto del NEC a seguito dell'attività esplosiva principale. Tale comportamento potrebbe indicare uno svuotamento parziale. D'altra parte, le variazioni spettrali pre-eruttive al NEC, presumibilmente determinate dall'aumento del livello del magma e dai corrispondenti aumenti della frequenza di risonanza, sono più difficili da identificare. Per quantificare le variazioni dedotte nel livello del magma, abbiamo applicato tecniche di modellazione sia semplificate che avanzate. Una stima del primo ordine è stata ottenuta utilizzando modelli di condotte calibrati con gli spostamenti di frequenza osservati. Questi risultati sono stati poi perfezionati utilizzando il codice di risonanza acustica CRes (Crater Resonance; Watson et al., 2019), il codice di risonanza acustica Leighton, che tiene conto delle complesse geometrie dei condotti e delle condizioni acustiche al contorno. Le variazioni di livello modellate, che si estendono per diverse decine di metri, sono coerenti con indicatori geofisici e geochimici indipendenti, convalidando ulteriormente la nostra interpretazione.

4.5 Conclusioni

Questo capitolo fornisce un'analisi infrasonica dell'attività sommitale dell'Etna tra il 2011 e il 2015, integrando l'identificazione degli eventi infrasonici, la localizzazione delle relative sorgenti, la caratterizzazione spettrale e la modellazione della risonanza acustica per indagare la geometria e la dinamica della porzione più superficiale del sistema di

alimentazione vulcanica. Analizzando 51 episodi di fontane di lava, dimostriamo che gli infrasuoni offrono un vincolo potente e coerente sia sull'evoluzione temporale dei livelli di magma sia sulle interconnessioni strutturali tra i crateri sommitali. I nostri risultati dimostrano che il NEC ha agito come sorgente dominante di infrasuoni durante le fasi quiescenti, pre- e post-eruttive, mentre l'attività esplosiva energetica ha provocato una migrazione (almeno apparente) sistematica della sorgente acustica verso SEC (2011-2013) e VOR (2015), in accordo con le osservazioni precedenti (Sciotto et al., 2011; Cannata et al., 2009; Spina et al., 2015).

Un risultato chiave di questo capitolo è l'identificazione di diminuzioni sistematiche di frequenza ($\Delta f = 0.05\text{-}0.25\text{ Hz}$) negli eventi infrasonici del NEC immediatamente successivi alla maggior parte delle fontane di lava al SEC e alla VOR. Questi spostamenti spettrali riflettono un allungamento post-eruttivo della cavità risonante piena di gas, coerente con un abbassamento del livello del magma di diverse decine o centinaia di metri. Questa interpretazione è pienamente coerente con la teoria del risonatore (Fee et al., 2010; Kobayashi et al., 2010), con precedenti studi infrasonici sull'Etna (Sciotto et al., 2013; Spina et al., 2015) e con evidenze indipendenti di depressurizzazione nel sistema di alimentazione superficiale dell'Etna (Cannata et al., 2015; Currenti e Bonaccorso, 2019). E' inoltre interessante notare come Δf si avvicini a zero per episodi eruttivi separati da soli 1-2 giorni, suggerendo che brevi tempi di riposo non consentono al magma all'interno dei condotti comunicanti di "ricaricarsi", mantenendo così una colonna magmatica persistentemente profonda e una firma spettrale stabile.

Applicando lo strumento di inversione acustica CRes (Watson et al., 2019), abbiamo vincolato geometrie realistiche cratere-condotto ed evidenziato come le colonne risonanti pre-eruttive siano tipicamente profonde 800-900 m dal cratere, mentre le configurazioni post-eruttive si approfondiscono fino a 1000-1200 m dal cratere, confermando che le variazioni di frequenza sono principalmente controllate dalle fluttuazioni del livello del magma piuttosto che da bruschi cambiamenti morfologici.

5. GLIDING INFRASONICO DI LUNGA DURATA CON ARMONICHE MULTIPLE

Un aspetto chiave dei segnali infrasonici prodotti dai vulcani è la loro relazione con la risonanza acustica. I condotti vulcanici, le bocche vulcaniche e altre porzioni dei sistemi di alimentazione agiscono come risonatori naturali, dove l'interazione tra la dinamica del flusso di gas e i vincoli geometrici produce radiazioni acustiche in banda infrasonica a frequenze specifiche (Fee e Matoza, 2013; Spina et al., 2019). La risonanza genera spesso segnali infrasonici monocromatici, armonici o quasi armonici, fornendo informazioni sulla struttura interna e sulla dinamica del sistema vulcanico (Fee et al., 2010; Goto e Johnson, 2011; Johnson et al., 2018a).

Una caratteristica particolarmente interessante degli infrasuoni legati alla risonanza è il fenomeno del gliding, in cui le frequenze di risonanza variano nel tempo. Il gliding è un fenomeno comunemente osservato nel tremore sismico di vari vulcani (ad esempio, Lascar, Montserrat, Veniaminof, Redoubt; Hellweg, 2000; Neuberg et al., 2000; De Angelis e McNutt, 2007; Hotovec et al., 2013), ma è stato documentato meno frequentemente nei segnali infrasonici (Johnson e Lees, 2000; Ichihara et al., 2013; Sciotto et al., 2022). Numerosi modelli sono stati proposti per spiegare la generazione di fenomeni di gliding sismo-acustico. Questi includono la risonanza all'interno di porzioni del sistema di alimentazione vulcanico, oscillazioni di bolle piene di gas, sequenze di impulsi discreti che generano armoniche regolarmente distanziate, nonché la fluidodinamica non lineare e le risposte non lineari del sistema al movimento dei fluidi (ad esempio Hellweg, 2000; Jellinek e Bercovici, 2011; Hotovec et al., 2013). Il gliding sismo-acustico è stato riprodotto anche in esperimenti di laboratorio, dove tale fenomeno è stato associato a progressive variazioni di volume di sacche di gas superficiali interconnesse (Spina et al., 2022).

Sull'Etna generalmente distinguiamo: tremore infrasonico, che si riferisce a un segnale continuo legato al movimento sostenuto del magma e/o al flusso di gas, ed eventi infrasonici, segnali discreti associati a singole esplosioni della durata approssimativa di pochi secondi a un minuto.

Per approfondire il meccanismo sorgente del gliding osservato sui vulcani, in questo capitolo ci siamo concentrati sull'analisi di un segnale infrasonico di gliding osservato sull'Etna tra maggio e giugno 2022. A differenza dei precedenti esempi di gliding infrasonico osservati sull'Etna, quello verificatosi nel 2022 ha mostrato caratteristiche molto peculiari, come una lunga durata (oltre 1 mese) e la comparsa di armoniche di ordine superiore. Per indagare i

meccanismi fisici alla base dei fenomeni di gliding, combiniamo l'analisi di segnali infrasonici e sismici, osservazioni vulcanologiche sul campo, modellizzazione delle sorgenti infrasoniche e modellizzazione topografica della bocca eruttiva.

5.1 Inquadramento vulcanologico

Nel 2022, l'Etna ha mostrato attività esplosiva dal SEC e attività effusive dalle fratture eruttive che si sono aperte nella VdB. Dal 30 gennaio al 2 febbraio, si è verificata una breve e intermittente attività stromboliana al SEC. L'attività stromboliana è ripresa nella notte tra il 9 e il 10 febbraio. A partire dalle 22:40 del 10 febbraio (tutti gli orari sono UTC), una fontana di lava alta 1.000-1.500 m ha formato un plume che si è espanso verso nord-ovest, raggiungendo un'altezza di 12 km s.l.m. e alimentando un trabocco di lava verso ovest-sudovest. Dopo una fase di degassamento di dieci giorni, l'attività stromboliana al SEC è ripresa nelle prime ore del mattino del 21 febbraio e si è intensificata alle 10:40. Nel giro di mezz'ora, l'attività si è intensificata in una fontana di lava, formando un pennacchio che si è espanso verso sud-est e ha raggiunto un'altezza di 10 km s.l.m. e alimentando un trabocco di lava verso sud-ovest. L'attività esplosiva si è conclusa alle 00:50. A partire dalle 14:00, un'ulteriore colata lavica scarsamente alimentata si è propagata lungo il versante orientale del SEC. Alle 18:00, entrambe le colate laviche apparivano debolmente alimentate.

Lievi emissioni di cenere al SEC sono iniziate il 9 maggio e si sono intensificate entro l'11, quando le immagini termiche hanno mostrato una bocca eruttiva attiva sul versante settentrionale superiore del cono. Tra il 12 maggio e il 16 giugno, è stata osservata un'attività esplosiva variabile e discontinua al SEC, mentre si è verificata attività effusiva dalle fessure che si sono aperte nella VdB (Fig. 5.1 e 5.2). Per quanto riguarda l'attività esplosiva, sono stati osservati diversi livelli di attività stromboliana al SEC tra il 12 e il 29 maggio. Notevoli aumenti sia di intensità che di frequenza si sono verificati il 15 e il 22 maggio. Ulteriore attività stromboliana, con intensità e frequenza variabili, è stata registrata dall'1 al 5 giugno. Tra il 6 e il 12 giugno, l'attività esplosiva ha provocato sporadiche e lievi emissioni di cenere. L'attività stromboliana di maggio-giugno si è verificata da un nuovo cratere a pozzo sul fianco settentrionale del SEC (Fig. 5.1 e 5.2). Dal 13 giugno alla fine di luglio, è stato osservato solo degassamento dai crateri sommitali, principalmente da BN e sistemi fumarolici lungo il bordo del SEC e le pareti interne del NEC. L'attività fumarolica al cratere VOR è stata pressoché assente.

Per quanto riguarda l'attività effusiva, l'apertura della prima bocca è stata preceduta da flussi piroclastici minori, originatisi dalla sezione superiore del fianco settentrionale del SEC e

scesi alla sua base il 12 maggio intorno alle 17:00. Poco dopo, un modesto flusso lavico è emerso dalla bocca situata sul fianco settentrionale del SEC, a circa 3.250 m s.l.m., ed è avanzato verso est-nordest in VdB (Fig. 5.1 e 5.2). Giorno 18 maggio, il flusso era sceso a una quota di circa 2.200 m s.l.m. Quel giorno, si è osservato il raffreddamento del flusso lavico iniziale, mentre nuove colate laviche iniziarono a scorrere parallelamente alle precedenti. Il 21 maggio si è registrata una marcata diminuzione dell'effusione lavica e, nella notte del 22 maggio, l'attività effusiva dalla bocca era gradualmente cessata. Il 20 maggio, alle 15:30, si è aperta una seconda bocca effusiva sul fianco settentrionale del SEC, a circa 3.250 m s.l.m., situata appena a nord-ovest della bocca del 12 maggio (Fig. 5.2b,c). Questa bocca di nuova formazione ha emesso una modesta colata lavica che è avanzata in direzione nord-est, raggiungendo una quota minima di 2.650 m s.l.m. entro il 29 maggio. Inoltre, nella serata del 21 maggio, si è generato un flusso piroclastico in prossimità della bocca del 20 maggio, propagandosi per circa 700 metri verso nord-nord-est.

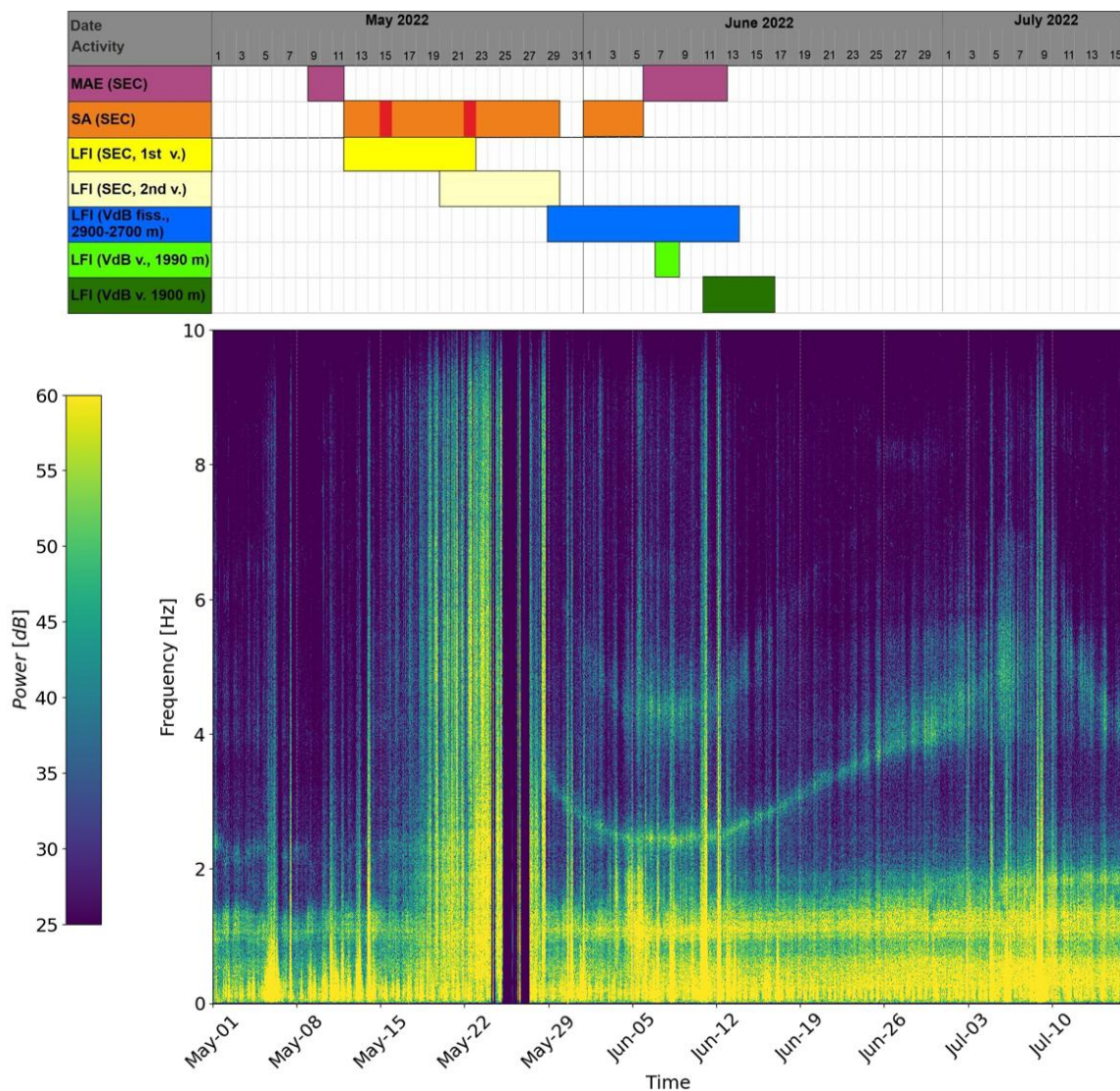
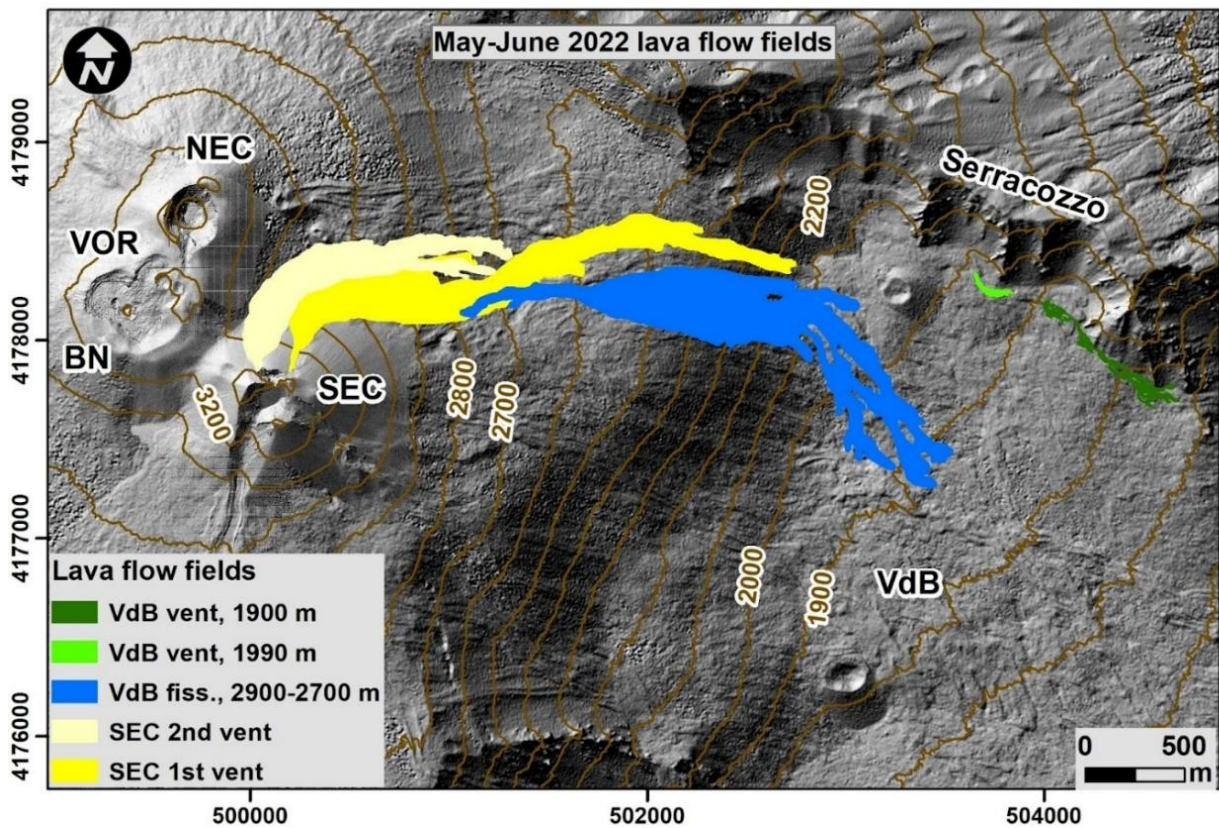


Fig. 5.1. (in alto) Diagramma temporale dell'attività eruttiva dell'Etna dal 1° maggio al 15 luglio 2022, che mostra l'attività esplosiva al Cratere di Sud-Est (SEC) insieme all'attività effusiva dal SEC e nella Valle del Bove (VdB); MAE = Attività esplosiva lieve (viola), SA = Attività stromboliana (arancione e rosso per SA intensa), LFI = Colata lavica (giallo e giallo chiaro dal SEC, blu e verde dalle fessure VdB più alte e più basse, rispettivamente). (in basso) Spettrogramma del segnale infrasonico registrato all'EMFO calcolato utilizzando finestre orarie senza sovrapposizione. L'inizio delle colate laviche in VdB coincide con la diminuzione della frequenza dei picchi osservati negli spettri.

Successivamente, alle 06:05 del 29 maggio, si è aperta una nuova frattura effusiva con orientamento ENE nel settore superiore della Valle del Bove (Fig. 5.2). Due bocche effusive lungo questa frattura, situate a quote di circa 2.850 e 2.730 m s.l.m., hanno prodotto molteplici colate laviche che hanno formato un campo lavico ramificato caratterizzato da unità di flusso sovrapposte e brevi tubi lavici. Alla data del 5 giugno, i fronti lavici più distali erano scesi a una quota di circa 1.900 m s.l.m., dopodiché si è osservata una graduale

regressione del fronte lavico a partire dal 6 giugno. Il 7 giugno si è aperta una nuova frattura alla base della parete settentrionale della VdB, in località Serracozzo, tra i 2.050 e i 1.950 m s.l.m. (Fig. 5.2). Una colata lavica scarsamente alimentata e breve è stata emessa da una bocca a 1.990 m s.l.m. fino all'8 giugno. L'11 giugno, un'altra bocca a circa 1.900 m s.l.m. ha prodotto una colata lavica che ha raggiunto una quota minima di 1.700 m s.l.m. (Fig. 5.2). L'attività di questa bocca si è conclusa nella notte tra il 15 e il 16 giugno, segnando la fine dell'eruzione di maggio-giugno 2022. Fino alla fine di luglio, l'Etna non ha mostrato attività eruttiva, ma solo degassamento dai crateri sommitali.



<i>Active Dates</i>	<i>Location</i>	<i>Fissure Elevation (m a.s.l.)</i>	<i>Flow Length (km)</i>	<i>Minimum Flow Elevation (m)</i>	<i>Area (10⁶ m²)</i>	<i>Volume (10⁶ m³)</i>
12 - 22 May	SEC N flank	3250	2.5	2450	0.8	5.4 ± 2.7
20 - 29 May	SEC N flank	3250				

29 May - 13 June	<i>VdB</i>	2730 - 2850	2.9	1870	0.63	4.5 ± 2.2
7 - 8 June	<i>VdB</i>	2050	0.8	1710	0.04	0.08 ± 0.02
11 - 16 June	<i>VdB</i>	1950				

Fig. 5.2. (in alto) Campi lavici compositi provenienti da tutte le bocche effusive dell'eruzione dell'Etna di maggio-giugno 2022, sovrapposti al rilievo ombreggiato estratto dal rilievo UAS del 15 settembre 2022, per l'area sommitale, e da una tripletta delle Pleiadi del 22 agosto 2020 per la Valle del Bove; le curve di livello sono mostrate ogni 100 m, l'elevazione si riferisce al geoide. (in basso) Tabella delle stime di elevazione, lunghezza, area e volume per ciascuna colata lavica. Le elevazioni sono riportate in m sul livello del mare. BN = Bocca Nuova, NEC = Cratere di Nord-Est, SEC = Cratere di Sud-Est, VdB = Valle del Bove, VOR = Voragine.

5.2 Dati e metodi

5.2.1 Ricostruzione della geometria del cratere a pozzo del SEC

Abbiamo misurato la geometria del cratere del SEC utilizzando due Modelli Digitali di Elevazione (DEM) acquisiti prima e dopo l'eruzione di maggio-giugno 2022 e ortoimmagini dai satelliti Sentinel-2 e Skysat acquisite durante la fase eruttiva. Le immagini visibili sono state elaborate utilizzando la fotogrammetria Structure-from-Motion (SfM) (in particolare Agisoft Metashape v1.6.6) per generare i DEM pre- e post-eruzione. I set di dati sono stati acquisiti rispettivamente da un rilievo con elicottero condotto l'8 aprile 2022 (pre-eruzione) e da un rilievo con Unoccupied Aerial System (UAS) condotto il 15 settembre 2022 (post-eruzione). Per ricostruire la geometria del cratere durante l'eruzione, abbiamo innanzitutto utilizzato il software Esri ArcGIS per analizzare l'ortoimmagine Skysat del 23 maggio e mappare il bordo esterno del cratere sul fianco settentrionale del SEC. Abbiamo quindi interpolato la sua forma 3D estraendo curve di livello di 1 m dal DEM pre-eruzione dell'8 aprile. I segmenti che rientravano nel bordo del cratere del 23 maggio sono stati rimossi e sono stati disegnati manualmente nuovi contorni interni per simulare la morfologia di un cratere a pozzo profondo circa 20 m. Infine, lo strumento "Topo to Raster" di Esri ArcGIS è stato utilizzato per generare un DEM interpolato con risoluzione di 1 m.

5.2.2 Dati e analisi infrasoniche e sismiche

I dati sismo-acustici sono stati registrati dalle reti di monitoraggio permanenti gestite dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Osservatorio Etneo (INGV-OE; Fig. 5.1). I segnali infrasonici sono stati acquisiti da sette stazioni (funzionanti durante l'intervallo considerato), ciascuna dotata di un sensore GRAS 40AN (microfono) con una sensibilità di 50 mV/Pa. Questi sensori hanno una risposta piatta tra 0.3 Hz (roll-off strumentale) e 20 kHz (± 2 dB) e registrano con una frequenza di campionamento di 50 Hz, corrispondente a una frequenza di Nyquist di 25 Hz. I dati sismici sono stati raccolti utilizzando sismometri a tre componenti Trillium Nanometrics a banda larga (40 s) co-localizzati con i microfoni infrasonici, che campionano a una frequenza di 100 Hz e hanno una risposta piatta tra 0.025 e 50 Hz. Sono state eseguite le seguenti analisi: i) rilevamento di eventi infrasonici; ii) localizzazione delle sorgenti di eventi infrasonici; iii) analisi spettrale dei segnali infrasonici e sismici; e iv) localizzazione delle sorgenti di tremori infrasonici.

Per quanto riguarda (i) e (ii), sono stati calcolati il numero di eventi e la localizzazione delle sorgenti nel periodo 1 maggio - 15 luglio. Gli eventi infrasonici vengono rilevati tramite STA/LTA (per ulteriori dettagli vedi sezione 3.3), e la localizzazione delle sorgenti viene effettuata implementando un metodo di ricerca a griglia che individua il nodo con il valore più alto di una funzione di brightness (per ulteriori dettagli vedi sezione 3.4). La Figura 5.4 mostra le posizioni delle sorgenti con un valore della funzione di brightness superiore a 0.8.

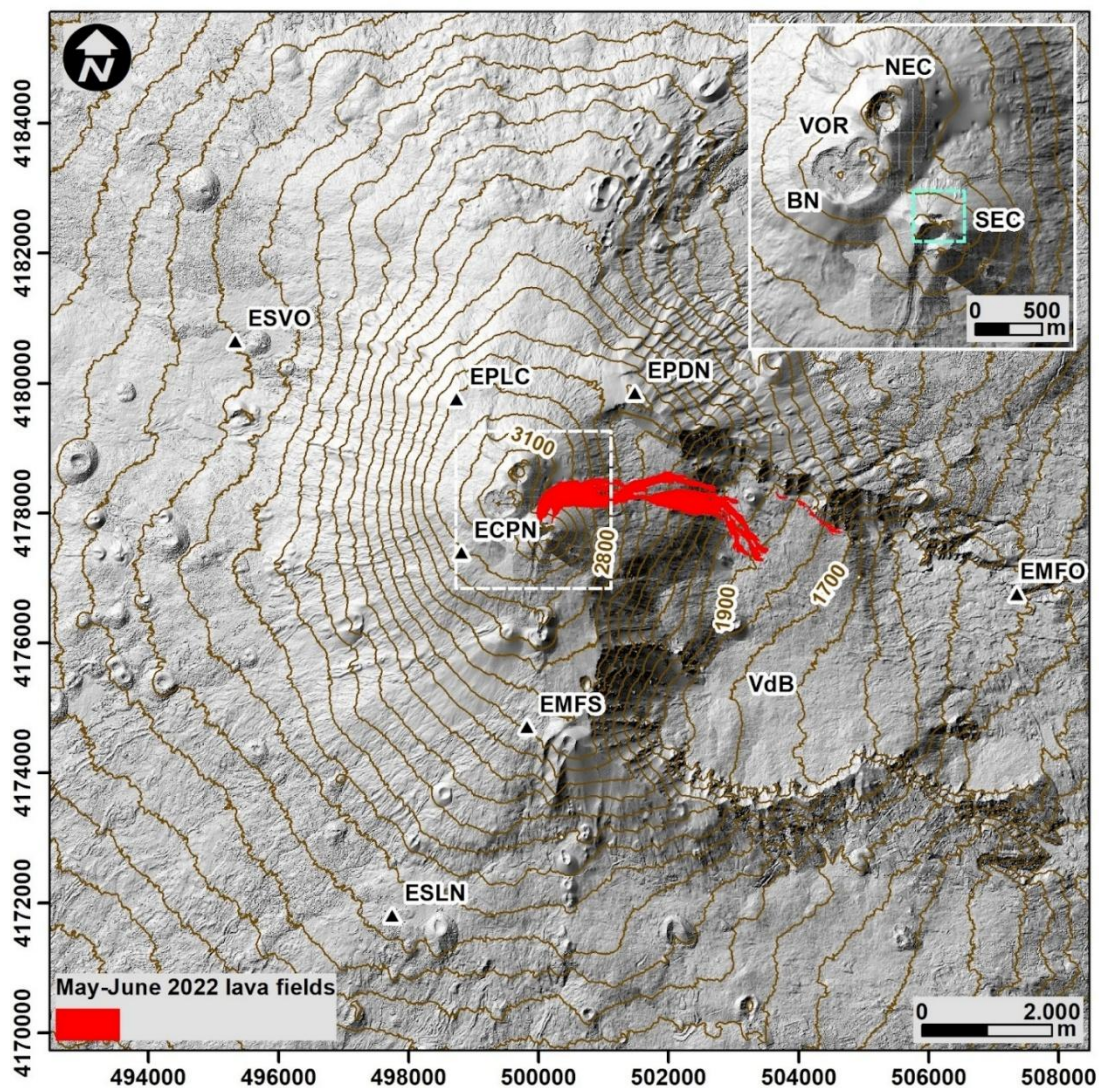


Fig. 5.3. Rilievo ombreggiato dell'Etna estratto dal DEM del 2005 (Gwinner et al., 2006) con le posizioni delle stazioni sismiche e infrasoniche utilizzate in questo lavoro. Le curve di livello sono mostrate ogni 100 m e sono riferite al livello medio del mare. Il quadrato tratteggiato bianco delimita l'area mostrata nel riquadro. Il riquadro nell'angolo in alto a destra mostra un rilievo ombreggiato dei crateri sommitali (VOR = Voragine, BN = Bocca Nuova, SEC = Cratere di Sud-Est, NEC = Cratere di Nord-Est) estratto dai rilievi UAS effettuati il 15 settembre 2022. VdB indica la Valle del Bove.

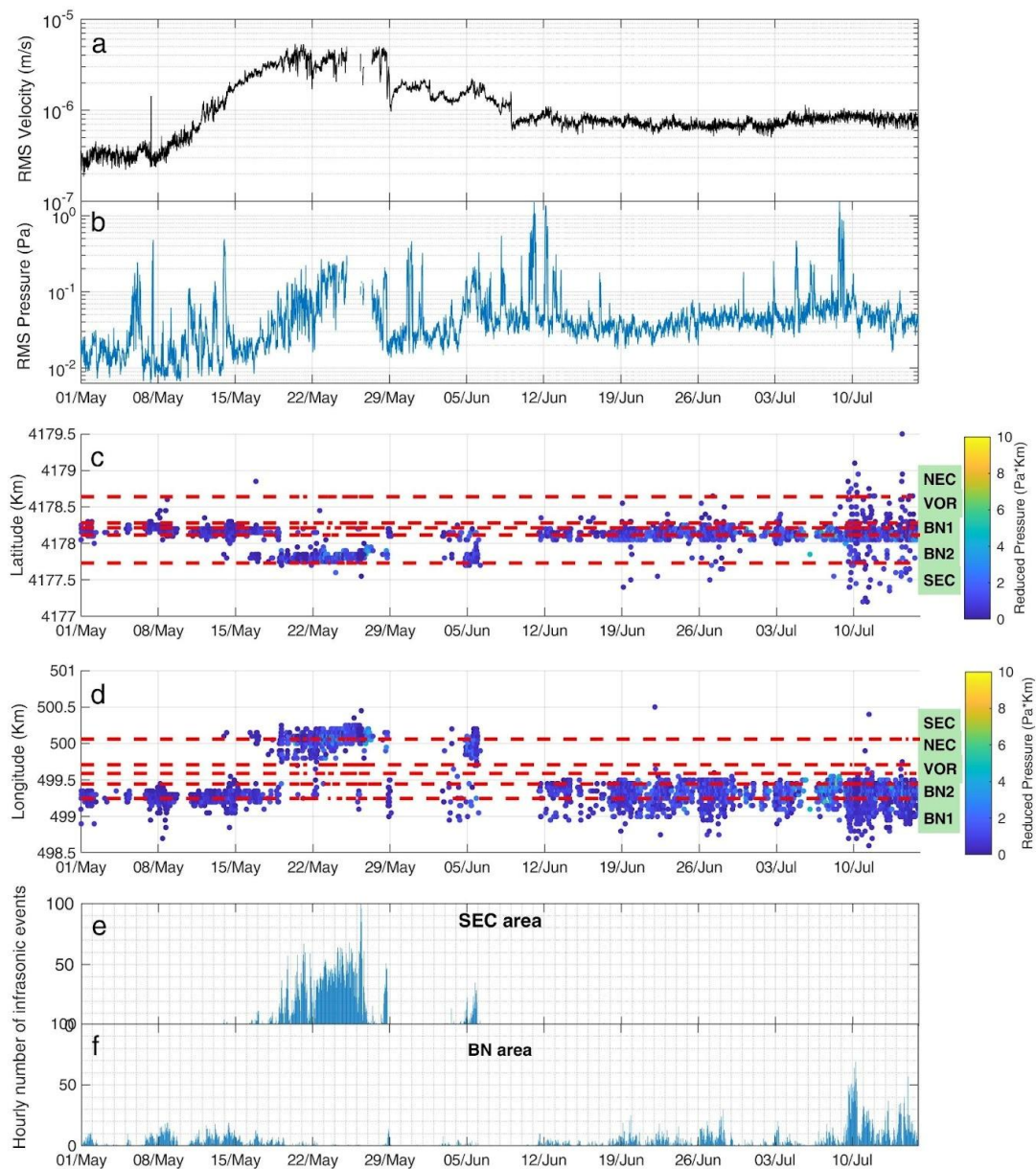


Figura 5.4. RMS dell'ampiezza sismica (a) e infrasonica (b) registrata presso la stazione EMFO nell'intervallo di tempo 1 maggio - 15 luglio 2022. Serie temporale di latitudine (c) e longitudine (d) delle posizioni delle sorgenti degli eventi infrasonici. La scala di colori rappresenta la pressione ridotta a 1 km dalla sorgente, mentre le linee tratteggiate rosse specificano le coordinate centrali dei crateri sommitali, che sono riportati sulla destra dei grafici. Tasso di occorrenza degli eventi infrasonici in finestre temporali di 1 ora nell'area SEC (e) e nell'area BN (f).

Per quanto riguarda (iii), i dati sismici e infrasonici sono stati corretti per la risposta strumentale e sono state eseguite analisi spettrali. Il metodo di Welch (Welch, 1967) è stato applicato per stimare le densità spettrali di potenza (PSD), utilizzando finestre temporali non sovrapposte di 81.96 secondi, mediate su un'ora per ottenere spettri orari. Queste stime orarie

di PSD sono state valutate visivamente come spettrogrammi, visualizzando la frequenza sull'asse y, il tempo sull'asse x e il $\log_{10}(\text{PSD})$ tramite la scala di colori. La Figura 5.5 mostra gli spettrogrammi del segnale infrasonico osservato in sette stazioni attorno all'Etna. Nelle figure 5.6, 5.7 e 5.8 vengono mostrati gli spettrogrammi dei segnali sismici che non mostrano alcun fenomeno di gliding. La Figura 5.9 mostra la frequenza dei tre modi armonici osservati nel segnale infrasonico di tre stazioni rappresentative, il che evidenzia la forte concordanza tra tutte le stazioni. Ciò indica che il fenomeno di gliding è un effetto della sorgente piuttosto che un effetto di propagazione, poiché la stessa osservazione viene effettuata in tutte le stazioni.

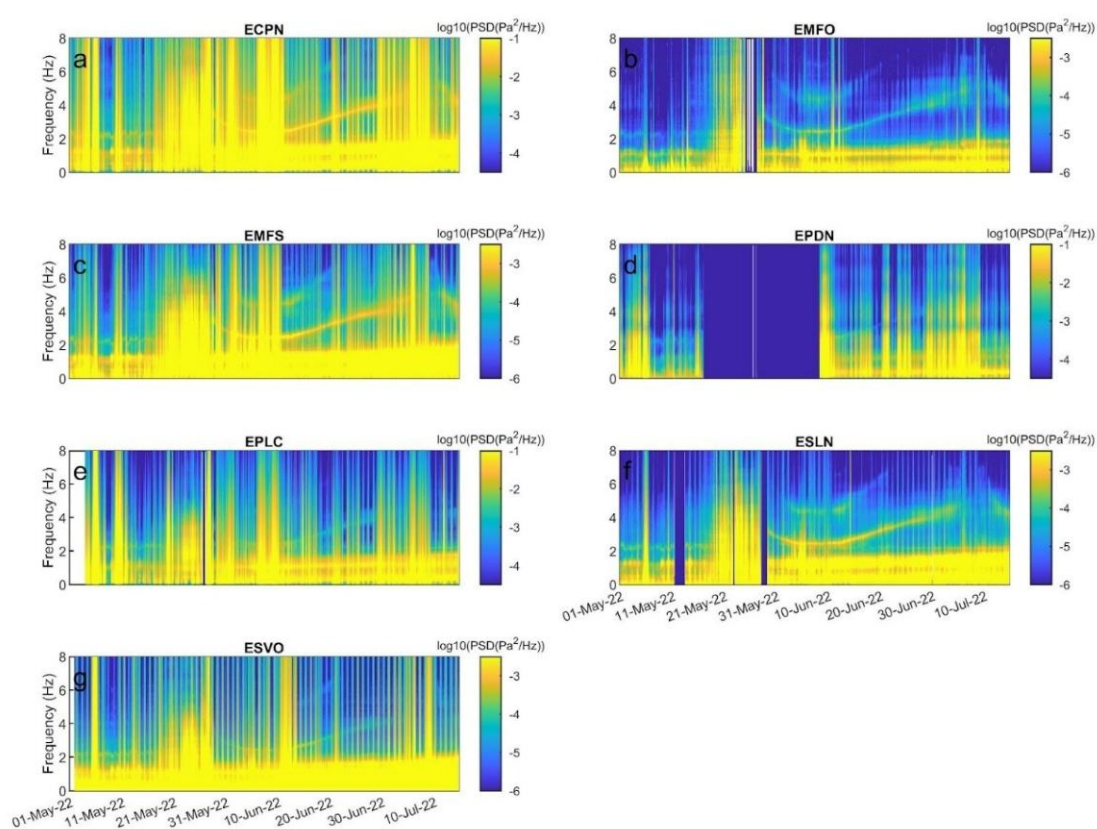


Fig. 5.5. Spettrogrammi dei segnali infrasonici, registrati da 7 stazioni e costituiti da spettri orari medi.

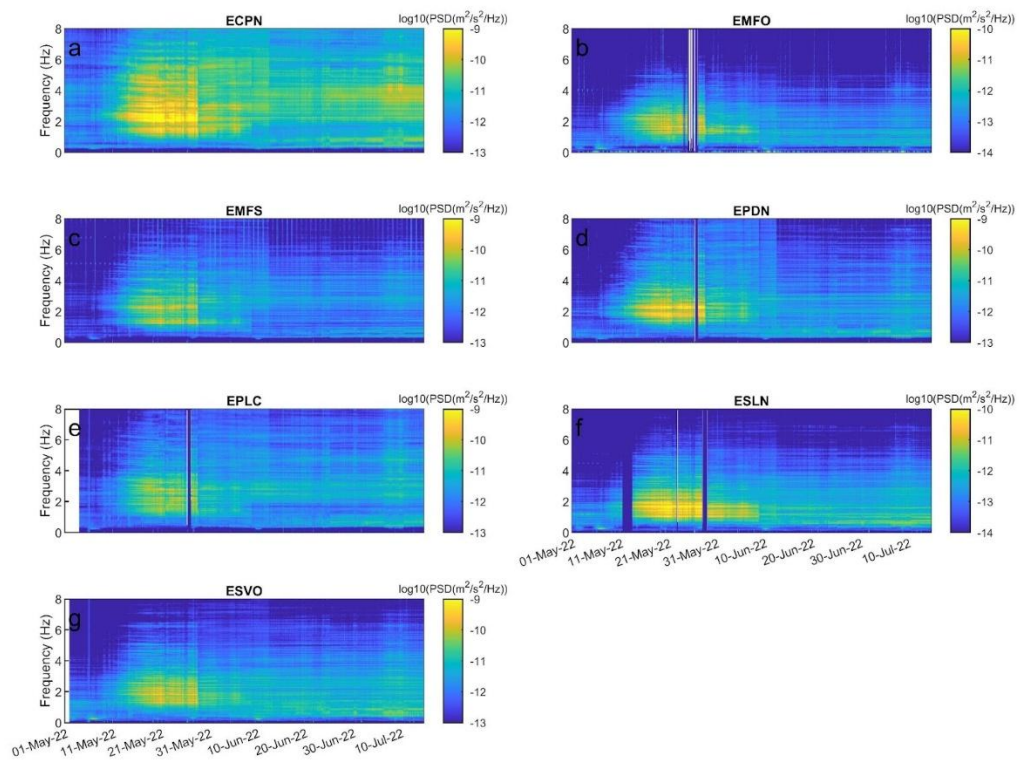


Fig. 5.6. Spettrogrammi della componente verticale dei segnali sismici, registrati da 7 stazioni e costituiti da spettri orari medi.

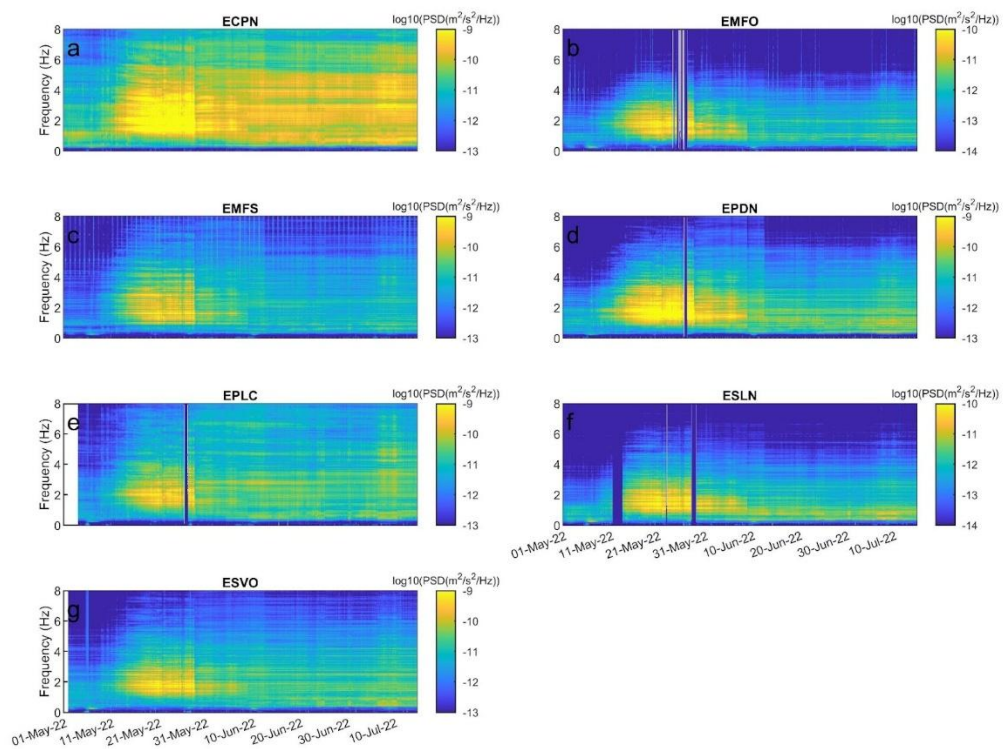


Fig. 5.7. Spettrogrammi della componente Est/Ovest dei segnali sismici, registrati da 7 stazioni e costituiti da spettri orari medi.

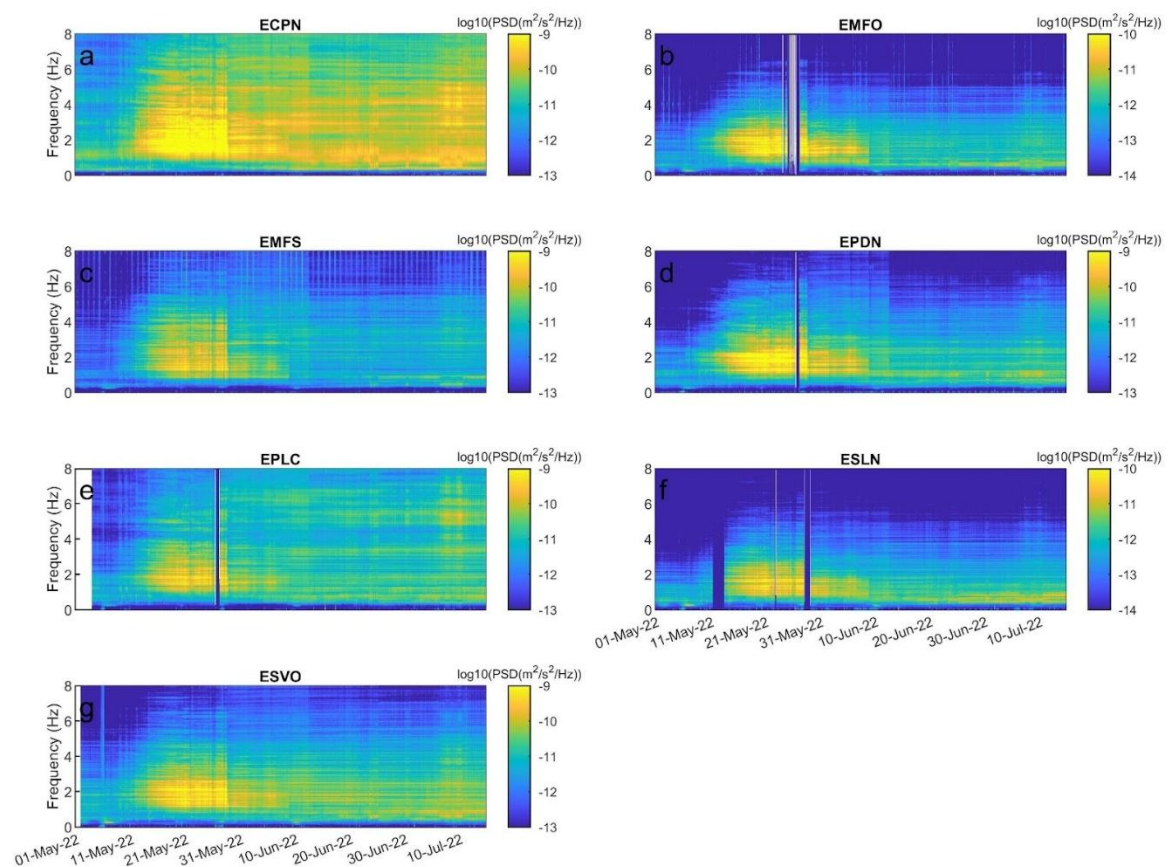


Fig. 5.8. Spettrogrammi della componente Nord/Sud dei segnali sismici, registrati da 7 stazioni e costituiti da spettri orari medi.

Per quanto riguarda l'analisi della posizione della sorgente del tremore infrasonico (iv), ci siamo concentrati sull'intervallo 31 maggio - 15 giugno 2022, caratterizzato da un'ampiezza elevata in un intervallo di frequenza abbastanza stabile di 2-3 Hz. Quindi, per localizzare la sorgente del tremore infrasonico, abbiamo applicato un metodo di ricerca a griglia basato sull'algoritmo descritto nella sezione 3.4. Nella Figura 5.10 sono mostrate le localizzazioni del tremore infrasonico.

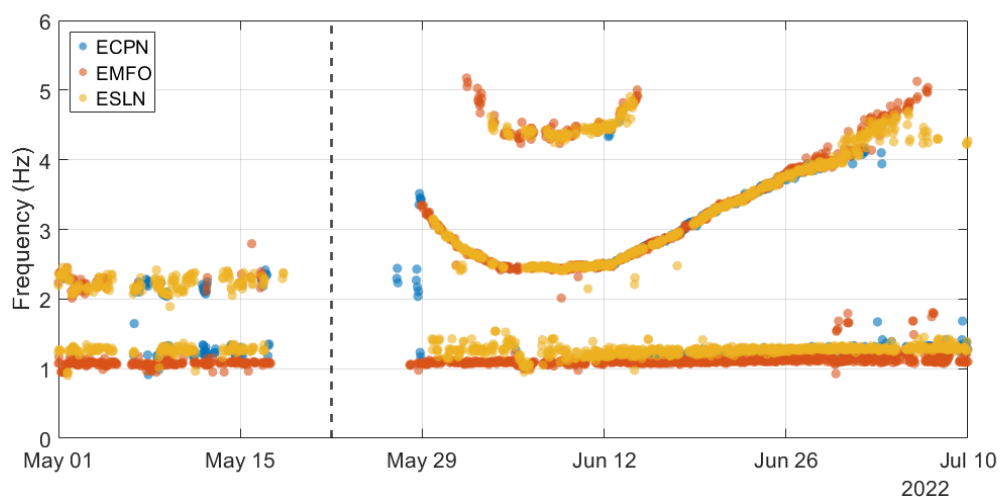


Fig. 5.9. Frequenze di picco osservate nel segnale infrasonico registrato a (blu) ECPN, (rosso) EMFO e (giallo) ESLN. Le frequenze di picco sono calcolate a partire da spettri orari. La linea verticale nera al 22 maggio 2022 indica la separazione tra i due periodi: (sinistra) periodo uno e (destra) periodo due.

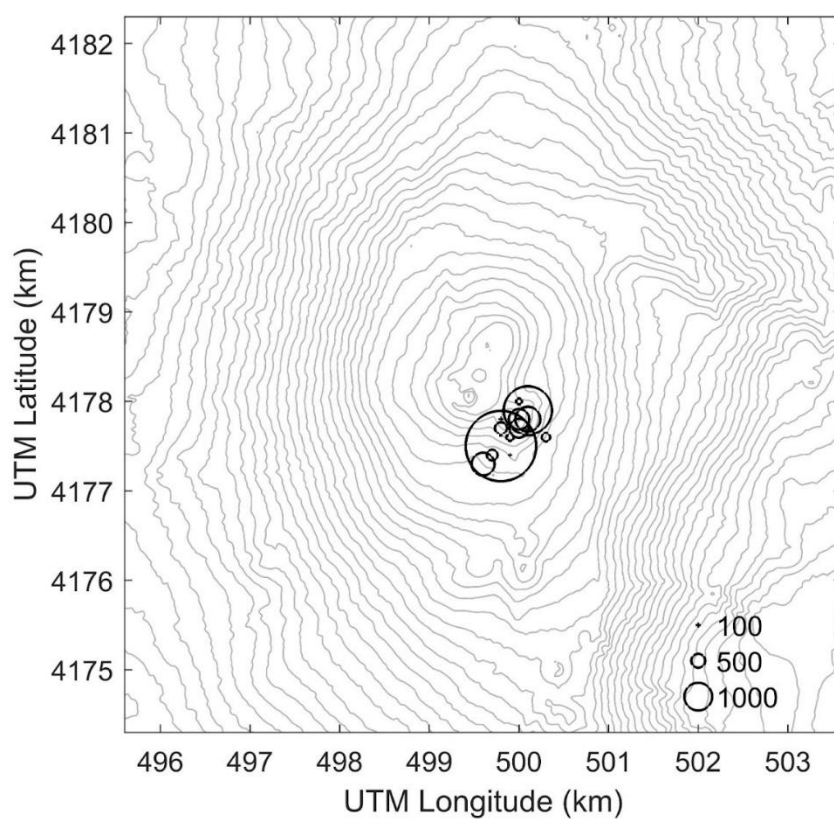


Fig. 5.10 Mappa dell'Etna con la posizione delle localizzazioni del tremore infrasonico (cerchi neri). I raggi dei cerchi sono proporzionali al numero di localizzazioni che ricadono in ciascun nodo della griglia.

5.2.3 Inversione del segnale infrasonico per la geometria del cratere e la profondità della superficie libera del magma

Sulla base di precedenti studi sull'Etna condotti da Watson et al. (2020) e Sciotto et al. (2022), riteniamo che i picchi di frequenza osservati siano generati dalla risonanza acustica del cratere vulcanico con onde eccitate da esplosioni di gas in cima alla colonna magmatica. Questo meccanismo è stato utilizzato anche per spiegare le osservazioni di spettri di segnali infrasonici in altri vulcani, tra cui Villarrica (Cile, Richardson et al., 2014, Johnson et al., 2018a) e Cotopaxi (Ecuador, Johnson et al., 2018b).

Dividiamo le osservazioni in due periodi: prima (periodo uno) e dopo (periodo due) il 22 maggio 2022. All'interno di ciascun periodo, i segnali infrasonici variano lentamente, suggerendo che i cambiamenti siano dovuti a cambiamenti nella posizione del magma all'interno del cratere piuttosto che a rapidi cambiamenti nella geometria del cratere, che produrrebbero discontinuità nelle frequenze di picco. L'intervallo di tempo tra il 19 e il 28 maggio è caratterizzato da attività vulcanica esplosiva, come testimoniato anche da numerosi eventi infrasonici localizzati nell'area del SEC e dall'ampio spettro di segnali infrasonici (Fig. 5.1, 5.4 e 5.5). Alla luce di ciò, supponiamo che la differenza sostanziale tra le frequenze di picco dei due periodi (Fig. 5.9) sia dovuta a una variazione nella geometria del cratere causata dall'attività esplosiva. Pertanto, consideriamo una geometria fissa all'interno di ciascun periodo, ma teniamo conto delle variazioni di geometria tra i due periodi. Eseguiamo iterazioni su un intervallo di parametri geometrici e profondità e modelliamo le frequenze di picco attese, utilizzando sia un modello analitico per un condotto cilindrico, sia modelli analitici e numerici per un tronco di cono. Per ogni ora, calcoliamo il misfit, che definiamo come

$$\text{misfit} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N \left(\frac{f_{obs} - f_{model}}{f_{abs}} \right)^2 \quad (5.1)$$

dove N è il numero di picchi osservati in quel momento (uno, due o tre), f_{obs} è la frequenza di picco osservata e f_{model} è la frequenza di picco modellata. Per ogni periodo, individuiamo la geometria del cratere che minimizza il misfit complessivo per tutti gli intervalli temporali all'interno di quel periodo. Una volta definita in questo modo la geometria per quel periodo, esaminiamo come la profondità varia all'interno della geometria fissa per spiegare al meglio le osservazioni infrasoniche. Questo ci permette di esaminare le variazioni di geometria tra i due periodi e le variazioni di profondità nel tempo all'interno di ciascun periodo.

5.2.3.1 Modello a tubo cilindrico

Consideriamo innanzitutto un tubo cilindrico chiuso nella parte inferiore e aperto nella parte superiore (ad esempio, Cannavò et al., 2019). Le frequenze di picco attese sono date da (Kobayashi et al., 2010):

$$f = \frac{nc}{(4L_{eff})} \quad n = 1, 3, 5, \dots \quad (5.2)$$

dove f è la frequenza di risonanza, c è la velocità del suono nell'aria, L_{eff} è la lunghezza effettiva della cavità risonante, che è pari alla profondità del cratere. La lunghezza effettiva tiene conto della larghezza del cilindro. Nel limite di un cilindro lungo e stretto, la lunghezza effettiva è approssimativamente uguale alla lunghezza del tubo. L_{eff} può essere calcolato come (Johnson et al., 2018b):

$$L_{eff} = L + \Delta L = \frac{L + 8r}{3\pi} \quad (5.3)$$

dove r è il raggio del tubo. L'equazione (5.2) si applica a tubi lunghi e stretti con $d \ll \lambda$ dove d è il diametro e $\lambda = c/f$ è la lunghezza d'onda (Ruiz, 2017). Combinando le equazioni (5.2) e (5.3) otteniamo:

$$d \ll \frac{4L_{eff}}{n} = \frac{4}{n} \left[L + \frac{4d}{3\pi} \right] \quad (5.4)$$

Questo può essere riorganizzato per dare:

$$d \ll L \frac{4}{n} \left[\frac{3\pi n}{3\pi n - 16} \right] \quad (5.5)$$

Consideriamo i primi 3 modi di risonanza e quindi il valore massimo di n è 5. Seguendo Ruiz (2017), prendiamo metà del limite per stimare un limite ragionevole in cui il segno "molto minore di" può essere sostituito da un segno "minore di". Sostituendo in $n = 5$, otteniamo:

$$d < L \frac{2}{n} \left[\frac{3\pi n}{3\pi n - 16} \right] = 0.61 \quad (5.6)$$

Seguendo un precedente lavoro di Watson et al. (2020), ipotizziamo che il gas all'interno del cratere abbia una temperatura di 100 °C (373.15 K). Watson et al. (2019) hanno esaminato la sensibilità dei segnali infrasonici armonici alla composizione del gas all'interno del cratere e hanno scoperto che l'influenza è minima. Pertanto, ipotizziamo aria secca con $R_g = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ e $\gamma = 1,4$, che fornisce una velocità del suono di 387 m/s. Consideriamo raggi

del condotto da 2 m a 80 m con incrementi di 2 m e profondità da 20 m a 200 m con incrementi di 2 m.

Esaminiamo tutte le combinazioni di raggio e profondità e risolviamo le frequenze dei primi tre modi utilizzando le equazioni (5.2) e (5.3). Per ogni periodo, troviamo il raggio del tubo che fornisce il più piccolo misfit medio. Definiamo questo come la geometria del cratere e quindi, all'interno di questa geometria fissa, troviamo la profondità del magma (lunghezza del condotto) che riduce al minimo l'errore di misfit in ogni punto nel tempo.

5.2.3.2 Modello Analitico del Tronco Conico

Un condotto cilindrico è una approssimazione troppo semplicistica di un cratere vulcanico perché il raggio di uscita è generalmente maggiore del raggio di ingresso. Pertanto, consideriamo anche un tronco di cono. Le frequenze di risonanza per un tronco di cono sono date dall'equazione trascendentale:

$$\tan\left[\pi \frac{f}{f_0}\right] = - \left[\frac{B}{1-B}\right] \pi \frac{f}{f_0} \quad (5.7)$$

dove $f_0 = \frac{c}{2L}$ è il modello fondamentale per un tubo aperto di lunghezza L e $B = \frac{a}{b}$ è il rapporto tra il diametro di ingresso “a” all'estremità chiusa e il diametro di uscita “b” all'estremità aperta, dove $a < b$. Per i primi 3 modi di risonanza considerati qui ($n = 5$), l'equazione (5.7) è valida per (Ruiz, 2017):

$$B \ll \frac{4S}{n} = \frac{4S}{5} \quad (5.8)$$

dove S è la lunghezza obliqua dall'uscita all'ingresso. Come prima, dividiamo il membro destro per due per sostituire il simbolo "molto minore di" e ottenere un limite ragionevole per "minore di". Il risultato è:

$$B < \frac{2}{5} L \quad (5.9)$$

che è la stessa condizione per un tubo cilindrico senza la correzione per il raggio finito (ovvero, equazione (5.2) con L invece di L_{eff}). Consideriamo raggi di ingresso da 2 m a 42 m, raggi di uscita da 8 m a 80 m e profondità da 60 m a 160 m, tutti con incrementi di 4 m. Analogamente al tubo cilindrico, iteriamo su tutte le possibili combinazioni di raggio di ingresso, raggio di uscita e profondità. Per ogni periodo, troviamo i valori dei raggi di ingresso e di uscita che danno il minimo misfit medio. All'interno di questa geometria fissa, troviamo la profondità del magma che minimizza il misfit in ogni istante temporale.

5.2.3.3 Modello numerico del tronco conico

Per questo tipo di analisi utilizziamo il software CRes descritto nella sezione 3.6.

La geometria è definita in base ai raggi di uscita e ingresso e ipotizzando un profilo lineare tra questi due punti. Secondo la ricostruzione della geometria del cratere a pozzo sul fianco settentrionale del SEC (Fig. 5.15), consideriamo raggi di uscita da 8 m a 80 m e raggi di ingresso da 2 m a 42 m, entrambi con incrementi di 4 m. Consideriamo profondità del cratere (la distanza dall'uscita del cratere all'ingresso) da 60 m a 160 m, sempre con incrementi di 4 m. All'interno di ciascun profilo di cratere, esaminiamo profondità del magma da 20 m a 160 m con incrementi di 4 m. Ciò si traduce in uno spazio parametrico di $19 \times 11 \times 26 \times 36 = 195.624$. Utilizziamo una risoluzione spaziale più grossolana (4 m rispetto ai 2 m del modello a condotto cilindrico) perché calcoliamo numericamente le frequenze di picco modellate utilizzando CRes, un metodo computazionalmente più costoso rispetto a un modello analitico. Le proprietà del gas all'interno del cratere sono le stesse del modello a condotto (aria secca con temperatura di 100 °C e velocità del suono di 387 m/s). Per CRes, specifichiamo anche la densità del gas all'interno del cratere, pari a 0.947 kg/m³. Ipotizziamo che la temperatura dell'aria atmosferica all'esterno del cratere sia di 10 °C (il che è appropriato poiché le osservazioni sono state effettuate durante i mesi primaverili-estivi da maggio a luglio), il che fornisce una velocità del suono di 337 m/s nell'atmosfera.

Utilizziamo lo stesso approccio di inversione di prima. Per ogni periodo, troviamo la geometria del cratere (raggi di ingresso e di uscita) che presenta il minimo misfit medio. Troviamo quindi la profondità all'interno di questa geometria fissa che minimizza al meglio la differenza tra le frequenze di picco modellate e osservate per ogni ora all'interno di ciascun periodo.

5.3 Risultati e discussione

5.3.1 Ricostruzione della geometria del cratere del SEC

Prima dell'eruzione del maggio 2022, il fianco settentrionale del SEC appariva liscio e privo di qualsiasi evidenza di un cratere a pozzo (Figura 5.10a; linea fucsia nelle Figure 5.11d,e). La geometria sin-eruttiva, ricostruita per il 23 maggio 2022, mostra la morfologia iniziale del cratere a pozzo nascente. Questa depressione iniziale presentava un bordo esterno subcircolare meno esteso, con un diametro di circa 50 m (Figura 5.11b) e una profondità minore rispetto a quella dell'immagine finale (linea blu nelle Figure 5.11d,e). Dopo la conclusione dell'evento eruttivo, il DEM e il rilievo ombreggiato del 15 settembre hanno rivelato la presenza di un cratere a pozzo completamente sviluppato, che ha svolto la funzione di bocca eruttiva per l'attività stromboliana di maggio-giugno 2022. Questa depressione è profonda circa 60 metri, con un bordo esterno irregolare delineato da assi minore e maggiore di 80 e 170 m, orientati rispettivamente NE-SO e NO-SE (Figura 5.11c; linea rossa nelle Figure 5.11d, e). Il profilo NE-SO (Figura 5.10d) raffigura una depressione relativamente simmetrica e regolare, sia nella sua fase intermedia che in quella finale. Al contrario, il profilo NO-SE (Figura 5.11e) è notevolmente asimmetrico e irregolare perché il cratere a pozzo si è formato direttamente contro il bordo settentrionale del cratere principale del SEC.

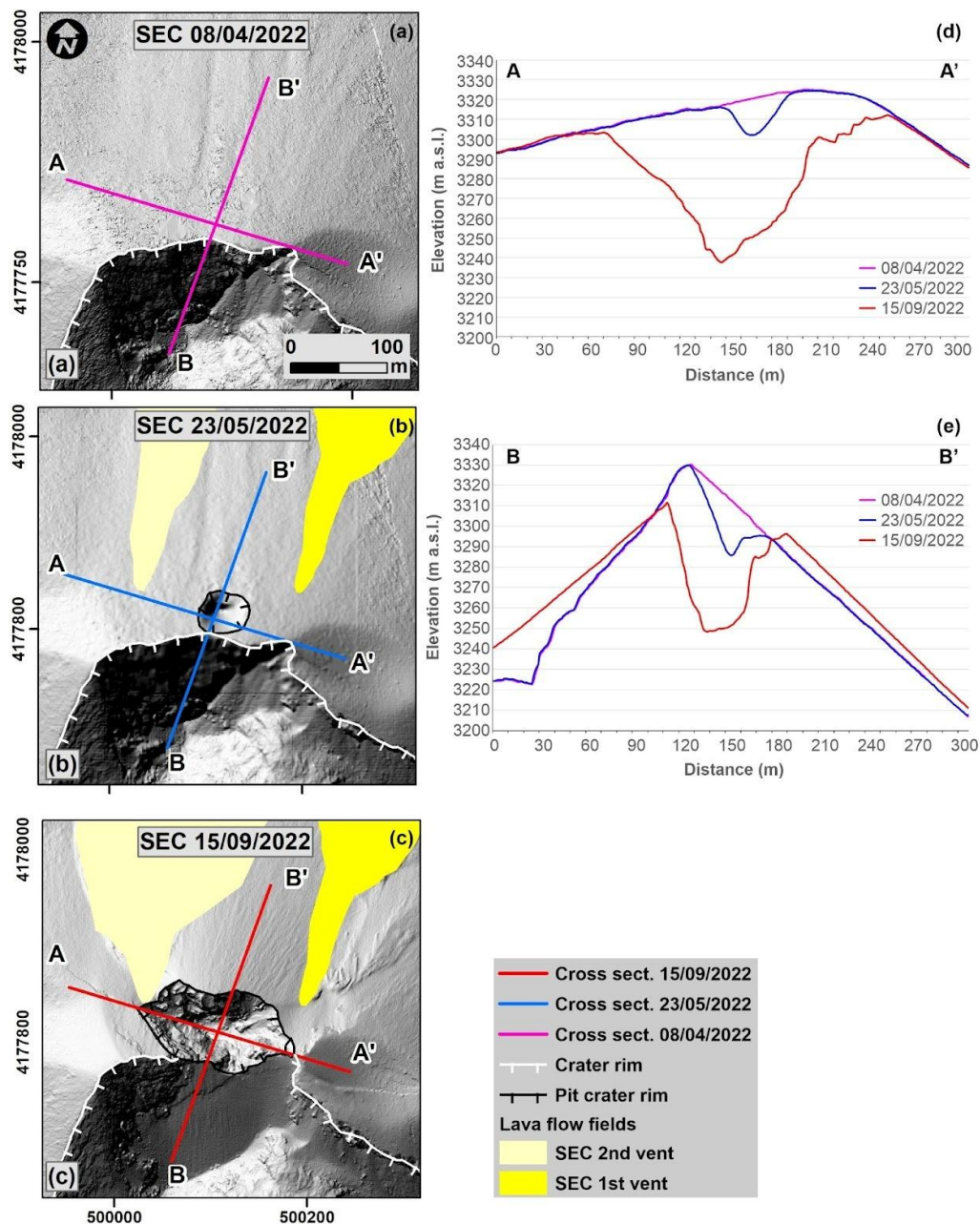


Fig. 5.11. I rilievi ombreggiati illustrano il fianco settentrionale del Cratere di Sud-Est (SEC) per l'8 aprile 2022, prima dell'inizio dell'eruzione (a); il 23 maggio 2022, durante l'attività eruttiva (b); e il 15 settembre 2022, dopo la fine dell'eruzione (c). Nelle sezioni trasversali AA' (d) e BB' (e), i diversi colori corrispondono alle date dei DEM nei pannelli (a), (b) e (c).

5.3.2 Osservazione del gliding infrasonico

Durante il secondo periodo (dopo il 22 maggio 2022), le osservazioni sull'Etna hanno rivelato un gliding infrasonico di lunga durata (Fig. 5.1, 5.5 e 5.9). Oltre al picco a 0.2 Hz dovuto a microbarom, si è registrato un picco stabile tra 1.1 Hz e 1.3 Hz. Un'armonica superiore è stata osservata a 3.4 Hz il 29 maggio, diminuendo a 2.4 Hz-2.5 Hz dal 4 al 12 giugno e poi aumentando fino a 4.1 Hz-4.5 Hz il 2 luglio. Un'altra armonica superiore è stata osservata dal 1 al 14 giugno, con una frequenza compresa tra 4.2 Hz e 5.1 Hz. L'analisi della posizione della sorgente del tremore infrasonico suggerisce che la bocca responsabile della radiazione acustica sia il suddetto cratere a pozzo aperto sul fianco settentrionale del cratere principale del SEC nel maggio 2022 (Fig. 5.10).

Vale anche la pena notare che tutte le stazioni considerate hanno mostrato una notevole coerenza nelle frequenze di picco di questo tremore infrasonico, indicando che gli effetti topografici non influenzano il contenuto spettrale di questo segnale. Precedenti lavori sull'Etna (Cannavò et al., 2019; Watson et al., 2020; Sciotto et al., 2022) e Villarrica (Johnson et al. 2018a) hanno esaminato il gliding infrasonico, ma questo è stato di breve durata, nell'arco di ore o giorni, e privo di armoniche superiori evidenti. Spina et al. (2015) hanno esaminato i segnali infrasonici armonici sull'Etna per diversi mesi, ma non hanno osservato alcun gliding. Richardson et al. (2014) hanno esaminato le variazioni di frequenza e i ritardi temporali tra gli arrivi sismici e acustici a Villarrica, ma le variazioni di frequenza sono state comprese tra circa 0.6 Hz e 1.0 Hz, mentre il gliding osservato qui copre un intervallo di frequenza molto più ampio (Fig. 5.9). Pertanto, il gliding osservato qui è unico rispetto alle osservazioni precedenti documentate in letteratura per la sua durata e la presenza di armoniche superiori.

Il gliding è stato osservato solo nel segnale infrasonico e non in quello sismico (Fig. 5.6, 5.7 e 5.8), analogamente a precedenti osservazioni sull'Etna (Sciotto et al., 2022). Tale mancanza di una chiara firma sismica indica una sorgente ben accoppiata con l'atmosfera ma scarsamente accoppiata alla Terra solida. I fattori che influenzano l'equilibrio tra energia acustica e sismica includono la posizione della sorgente, i contrasti di impedenza tra magma ed edificio vulcanico, le dimensioni della sorgente e le condizioni del condotto (Johnson e Aster, 2005). Il tremore infrasonico è stato localizzato nell'area del SEC (Fig. 5.10) e la probabile sorgente subaerea superficiale, situata alla sommità della colonna di magma, ha generato segnali acustici in modo efficiente, trasferendo al contempo un'energia sismica minima.

Per far luce sul meccanismo sorgente del gliding infrasonico osservato, è utile confrontare i tempi delle variazioni spettrali del gliding con il verificarsi di diversi fenomeni vulcanologici. L'inizio del gliding (con frequenze decrescenti) coincide con l'apertura di una bocca effusiva a 2.730 - 2.850 m s.l.m. il 29 maggio (Figure 5.1, 5.2). Contemporaneamente, come suggerito anche dalla netta diminuzione dell'ampiezza del tremore sismico vulcanico e dalla scomparsa degli eventi infrasonici (Figure 5.4a, c-e), l'attività stromboliana al SEC si è arrestata. Nei giorni successivi la frequenza della prima armonica del gliding è diminuita da circa 3.5 Hz a circa 2.4 Hz, rimanendo piuttosto stabile dal 5 al 15 giugno (Fig. 5.5). In questo intervallo di tempo, quando vengono raggiunti i valori di frequenza più bassi, era visibile anche una seconda armonica a 4.5 Hz (Fig. 5.5 e 5.14). È potenzialmente presente una terza armonica a 6.5 Hz, visibile all'EMFO (Fig. 5.5), ma non chiara nelle altre stazioni, quindi non la includiamo nella nostra analisi modellistica. A metà giugno, quando la frequenza del gliding ha ripreso ad aumentare e la seconda armonica è scomparsa, l'attività effusiva alle bocche della Valle del Bove si è conclusa (Fig. 5.1 e 5.2). Infine, il gliding scompare quando la frequenza della prima armonica raggiunge i valori più alti di circa 5 Hz all'inizio di luglio (Fig. 5.5).

Una possibile interpretazione delle osservazioni descritte è la seguente. La frequenza decrescente, osservata all'inizio del gliding il 29 maggio, potrebbe essere correlata all'abbassamento del livello di magma nel condotto che alimenta il SEC, dovuto al flusso di lava dalle bocche effusive a 2.730 - 2.850 m s.l.m.. Infatti, l'abbassamento del livello di magma nel condotto provoca l'allungamento della porzione di condotto riempita di gas, facilitando l'innescare di meccanismi di risonanza, generando così segnali infrasonici simili a tremori dal SEC. Per innescare la risonanza acustica nei sistemi di alimentazione vulcanici, è inoltre necessario che le onde acustiche, generate dalle esplosioni a livello di frammentazione del magma, vengano riflesse all'uscita del cratere a causa della differenza di impedenza acustica tra il cratere e l'atmosfera circostante (ad esempio, Rossing e Fletcher, 2004; Watson et al., 2019). Nei giorni successivi, il progressivo svuotamento del condotto dovuto all'attività effusiva in corso porta a una graduale riduzione della frequenza di risonanza del tremore infrasonico e alla comparsa di armoniche. Ipotizziamo che la fine dell'attività effusiva a 2.730 - 2.850 m s.l.m. a metà giugno (Fig. 5.1, 5.2) determini il graduale riempimento del condotto del SEC, causando inizialmente un aumento della frequenza di risonanza e, infine, la cessazione del processo di risonanza. Quest'ultimo può essere dovuto all'eccessivo accorciamento della porzione del condotto riempita di gas, tale

che la risonanza non è più supportata nel cratere poco profondo e/o alla cessazione del rilascio di gas esplosivo all'interno del condotto.

5.3.3 Modellazione della risonanza e del gliding

Al fine di fornire vincoli quantitativi all'interpretazione sopra descritta, l'analisi di modellazione è stata eseguita utilizzando tre diversi approcci/geometrie: modello analitico per un condotto cilindrico con raggio finito (eq. 5.2), modello analitico per un tronco conico (eq. 5.7) e modello numerico per un tronco conico. Consideriamo tre modelli per il cratere vulcanico: un condotto cilindrico con una correzione per il raggio finito, un modello analitico per un tronco conico e un modello numerico per un tronco conico. Invertiamo le osservazioni infrasoniche armoniche per la geometria di ciascun periodo e quindi deduciamo come il magma abbia cambiato profondità all'interno di quella geometria fissa durante ciascun periodo.

5.3.3.1 Tubo cilindrico

Per un tubo cilindrico di raggio finito, le frequenze armoniche sono date dall'equazione (5.2). Le geometrie del cratere invertito sono mostrate in Figura 5.12 con un tubo di raggio 36 m per il periodo 1 e 22 m per il periodo 2. Non sembra plausibile che il cratere si sia accorciato dal periodo 1 al periodo 2, poiché ciò richiederebbe l'aggiunta di materiale alle pareti del cratere ed è in contrasto con le osservazioni di un cratere in espansione mostrate in Figura 5.11. Tuttavia, i grafici di misfit in funzione del raggio (Fig. 5.12a, 8c) mostrano che la funzione di misfit è quasi piatta per valori di raggio inferiori a 60 m per entrambi i periodi. Ciò significa che molti valori di raggio producono misfit quasi indistinguibilmente buoni. Quando definiamo l'incertezza associata al calcolo dei raggi otteniamo che il raggio ammissibile varia da 2 m a 72 m per il periodo 1 e da 2 m a 62 m per il periodo 2, dimostrando che il raggio di best-fit è scarsamente vincolato.

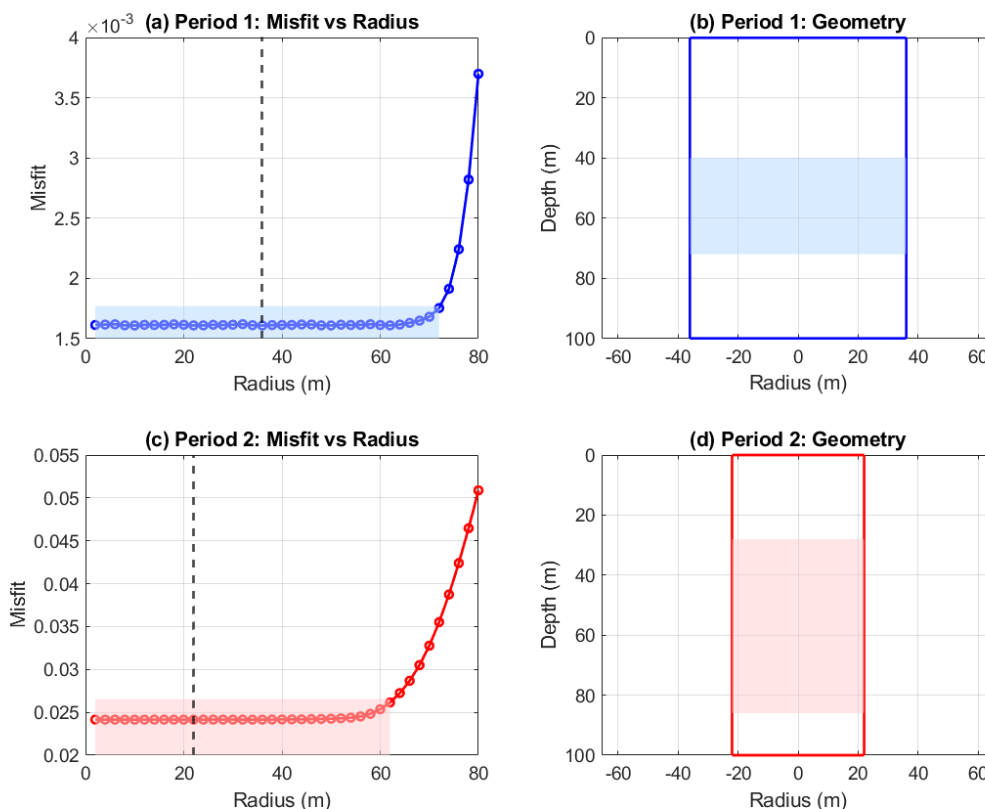


Fig. 5.12. Geometria del cratere invertito ipotizzando un condotto cilindrico (equazione 2). (a, c) Misfit medio per tutti gli istanti all'interno del periodo in funzione del raggio del cratere. La linea tratteggiata nera indica il misfit minimo. Le aree ombreggiate mostrano i valori dei raggi che presentano valori di misfit entro l'1% del misfit minimo. (b, d) Geometria del cratere con il best-fit. Le aree ombreggiate mostrano l'intervallo di profondità all'interno del cratere per ciascun periodo.

La Figura 5.13 mostra il confronto tra le frequenze osservate e modellate e la profondità del magma dedotta per il modello di condotto cilindrico. Per un condotto cilindrico, le frequenze dei modi di risonanza sono multiple intere l'una dell'altra. Johnson et al. (2018b) hanno studiato i segnali infrasonici armonici provenienti dal Cotopaxi e hanno osservato sia un modo fondamentale che un'armonica a frequenza tre volte superiore a quella fondamentale. Ciò ha supportato la loro analisi per trattare il cratere del Cotopaxi come un condotto chiuso-aperto. Nel nostro lavoro, le frequenze di picco osservate non sono multiple intere della fondamentale. Ad esempio, alle 00:00 del 1° giugno 2022, le frequenze di picco osservate sono 1.07 Hz, 2.68 Hz e 5.11 Hz, mentre, ipotizzando un modo fondamentale di 1.07 Hz, le armoniche modellate sarebbero 2.14 Hz e 3.21 Hz. Il rapporto tra i diversi picchi cambia nel tempo, in particolare durante il gliding nel secondo periodo. Pertanto, il modello a tubo cilindrico non è in grado di spiegare le osservazioni (Fig. 5.13), soprattutto durante il

secondo periodo. C'è un ragionevole accordo per il modo fondamentale (f_1), ma il modello non è in grado di spiegare il gliding della prima armonica (f_2) o la frequenza osservata della seconda armonica (f_3) mentre il modo fondamentale rimane a una frequenza costante.

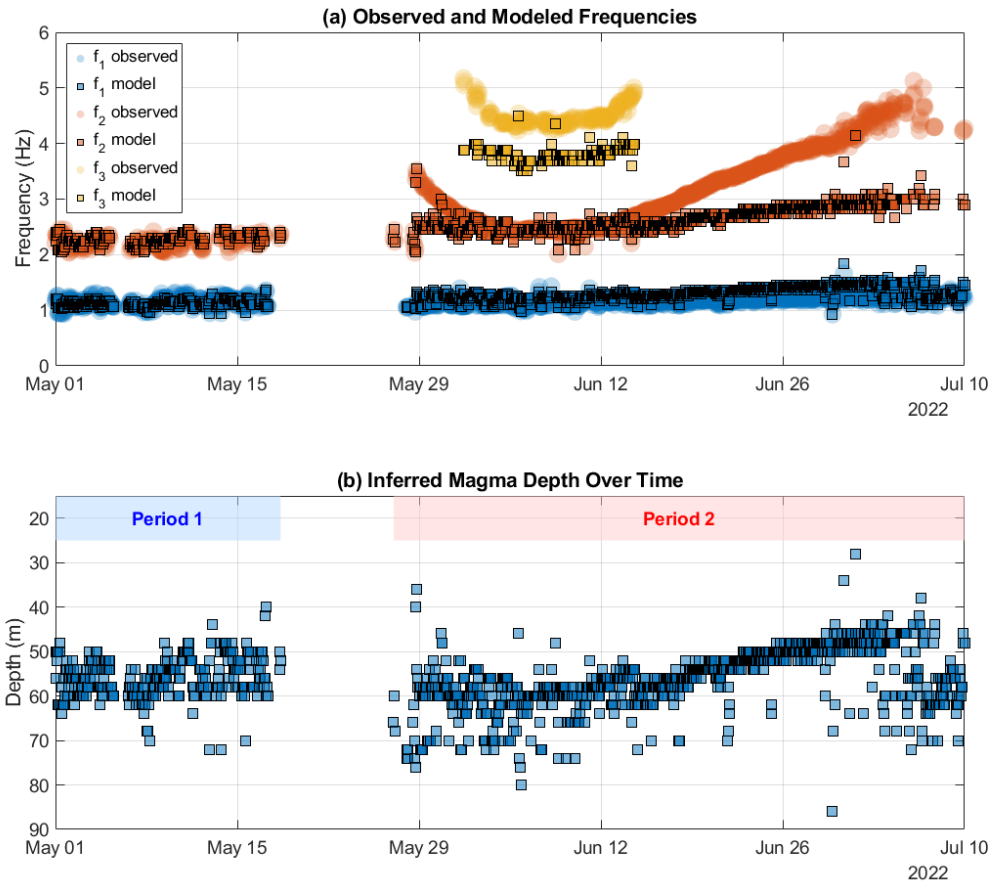


Fig. 5.13. Geometria del tubo cilindrico. (a) Confronto tra le frequenze di picco osservate (cerchi) e modellate (quadrati) per i 3 modi di risonanza. (b) Evoluzione temporale dedotta della distanza dal cratere alla colonna magmatica.

La profondità del magma stimata per il modello a condotto cilindrico è compresa tra 50 e 60 m nel primo periodo. Durante il secondo periodo, la profondità del magma aumenta leggermente da fine maggio a inizio giugno, per poi diminuire gradualmente da metà giugno in poi (Fig. 5.13b). Tuttavia, poiché le frequenze modellate divergono dalle osservazioni (Fig. 5.13a), le stime di profondità risultanti presentano una notevole incertezza, che ci spinge a considerare altri modelli della geometria del cratere.

5.3.3.2 Modello Analitico del Tronco Conico

Il modello analitico dei modi di risonanza di un tronco conico è dato dall'equazione (5.7). Per il primo periodo, la geometria più adatta è un raggio di ingresso di 6 m, una profondità di 160 m e un raggio di uscita di 40 m. Per il secondo periodo, il raggio di uscita aumenta a 76 m (Fig. 5.14). Questo è in linea con l'allargamento osservato del cratere (Fig. 5.11). Analogamente a quanto detto in precedenza, definiamo l'incertezza sulle stime dei raggi come l'intervallo di valori del raggio che presentano un misfit entro il 10% del minimo. Per il primo periodo, il raggio di ingresso varia tra 2 m e 10 m, mentre il raggio di uscita varia tra 16 m e 80 m (sono stati testati incrementi nei valori di 4 m). Per il secondo periodo, il raggio di ingresso varia tra 2 m e 6 m, mentre il raggio di uscita varia tra 24 m e 76 m. Ciò dimostra che l'inversione vincola il raggio di ingresso ragionevolmente bene, mentre vi è una considerevole variazione nel raggio di uscita.

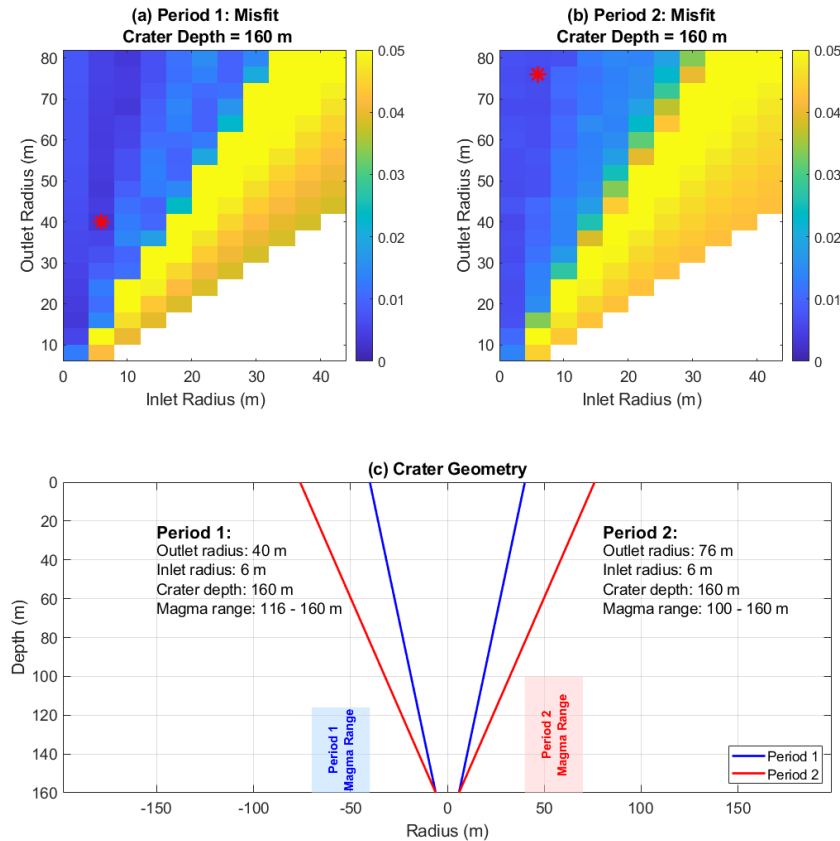


Fig. 5.14: Geometria del cratere invertito per il modello analitico di un tronco conico (eq. 5.7). (a, b) Misfit medio per tutti gli istanti all'interno del periodo in funzione del raggio di ingresso e di uscita per la profondità del cratere più adatta. La stella rossa indica il misfit minimo. Le aree bianche indicano geometrie non fisiche in cui il raggio di uscita sarebbe inferiore al raggio di ingresso. (c) Geometria del cratere più adatta. I riquadri ombreggiati blu e rossi indicano l'intervallo di profondità del magma durante ciascun periodo.

Le frequenze di picco osservate e modellate sono mostrate nella Figura 5.15 e concordano bene durante il primo periodo. Il tronco conico analitico può corrispondere ai tre picchi durante il secondo periodo ed è in grado di ricreare alcune delle osservazioni di gliding, in particolare l'aumento di frequenza del secondo picco durante giugno e luglio, e rappresenta un miglioramento rispetto al modello a tubo cilindrico (Fig. 5.13). Il modello a tronco conico analitico sottostima la frequenza osservata quando il secondo picco supera i 4 Hz. Il terzo picco modellato sottostima le osservazioni o rimane a una frequenza costante, mentre le frequenze osservate si spostano verso il basso e verso l'alto. La profondità del magma dedotta oscilla ed è difficile individuare tendenze chiare nella Figura 11b. Durante il primo periodo, la profondità oscilla tra 140 m e 156 m. Durante il secondo periodo, la profondità varia da 116 m a 160 m all'inizio di giugno, prima di convergere a 140 m dal 21 giugno in poi. Tra il 29 giugno e il 9 luglio, la profondità oscilla prevalentemente tra 140 m e 104 m. È improbabile che la profondità del magma salti rapidamente e ripetutamente tra profondità sostanzialmente diverse (ad esempio, da 140 m a 156 m nel periodo 1 e da 104 m a 140 m nel periodo 2). Invece di essere un fenomeno fisico, questo probabilmente riflette l'incapacità del modello semplificato di descrivere accuratamente le osservazioni. Il tronco conico analitico è valido quando il diametro all'uscita è inferiore al 40% della lunghezza obliqua dall'uscita del cratere all'ingresso (eq. 5.9). Per il periodo 1, il diametro all'uscita è pari al 49% della lunghezza obliqua. Per il periodo 2, il diametro all'uscita è pari all'87%. Ciò suggerisce che il modello analitico non è appropriato per l'ampia geometria del cratere qui considerata. Il modello analitico qui utilizzato non include alcuna correzione per il raggio finito del tronco di cono (a differenza del modello del tubo cilindrico in cui viene utilizzata una lunghezza effettiva che incorpora informazioni sul raggio, equazione (5.3)) o per la radiazione acustica dall'uscita. Pertanto, utilizziamo un modello numerico di risonanza acustica per un tronco di cono.

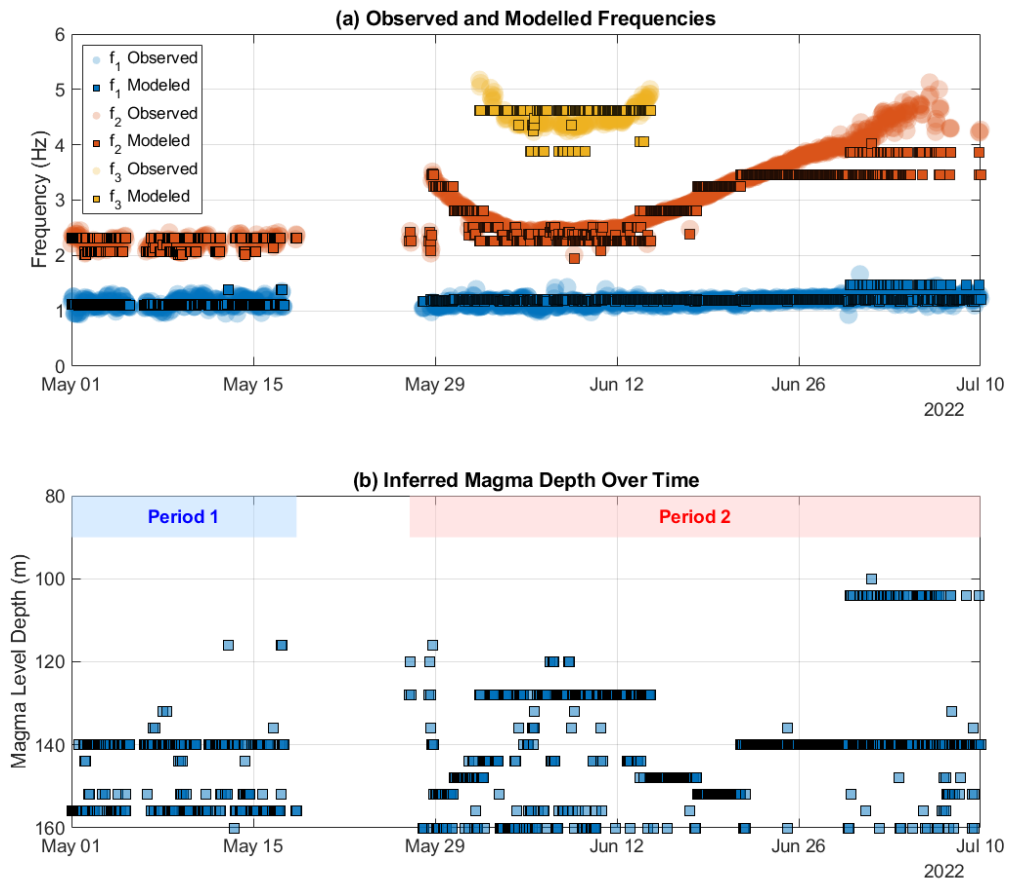


Fig. 5.15. Modello analitico del tronco conico. (a) Confronto tra le frequenze di picco osservate (cerchi) e modellate (quadrati) per le tre modalità. (b) Evoluzione temporale dedotta della distanza dal cratere alla sommità del magma.

5.3.3.3 Modello numerico del tronco conico

Il modello finale che consideriamo è un modello numerico per la risonanza acustica in crateri assial-simmetrici monodimensionali, che assume una geometria tronco-conica. Per il primo

periodo, la geometria più adatta è un raggio di ingresso di 2 m e un raggio di uscita di 16 m con una profondità di 116 m. Per il secondo periodo, la profondità scende a 92 m, mentre i raggi di ingresso e uscita aumentano rispettivamente a 6 m e 44 m (Figura 5.16). I valori dei raggi sono più strettamente vincolati dall'inversione rispetto al modello analitico. L'intervallo di valori dei raggi con un misfit entro il 10% del minimo per il primo periodo è di soli 2 m per il raggio di ingresso e da 12 m a 20 m per l'uscita. Analogamente, per il secondo periodo è di soli 6 m per il raggio di ingresso e da 40 m a 44 m per l'uscita.

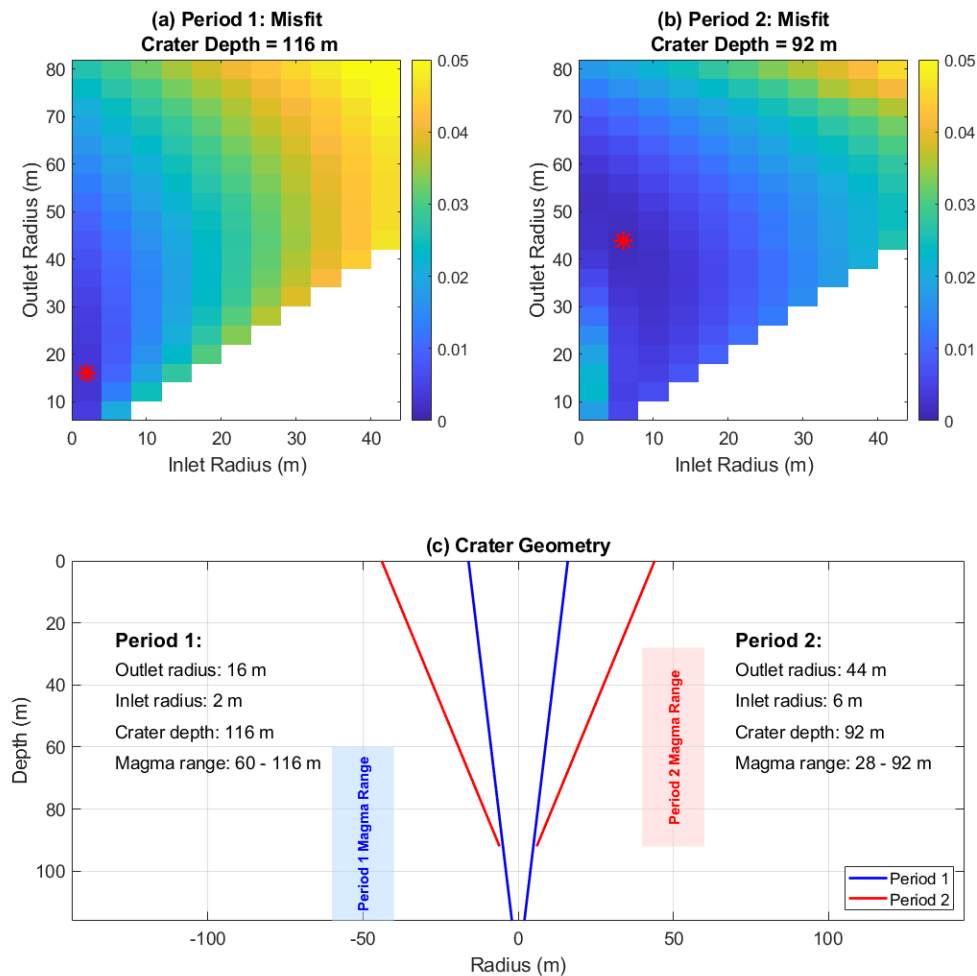


Fig. 5.16 Geometria del cratere invertito che presuppone un tronco conico. (a, b) Misfit medio per tutti i tempi all'interno del periodo in funzione del raggio di ingresso e di uscita per la profondità del cratere più adatta. La stella rossa indica il misfit minimo. Le aree bianche indicano geometrie non fisiche in cui il raggio di uscita sarebbe inferiore al raggio di ingresso. (c) Geometria del cratere più adatta. I riquadri ombreggiati in blu e rosso indicano l'intervallo di profondità del magma durante ciascun periodo.

C'è un buon accordo tra le frequenze di picco osservate e quelle modellate (Fig. 5.17). Il modello numerico a tronco di cono è in grado di riprodurre ragionevolmente bene il terzo

picco e di modellare il gliding del secondo picco, mentre il primo picco rimane relativamente costante. Durante il primo periodo, la profondità è per lo più compresa tra 100 e 116 m. Durante il secondo periodo, il magma si abbassa a 52 m il 28 maggio, prima di approfondirsi a circa 80 m all'inizio di giugno. Intorno al 13 giugno, il magma inizia nuovamente ad alzarsi, raggiungendo infine una profondità di 40 m all'inizio di luglio.

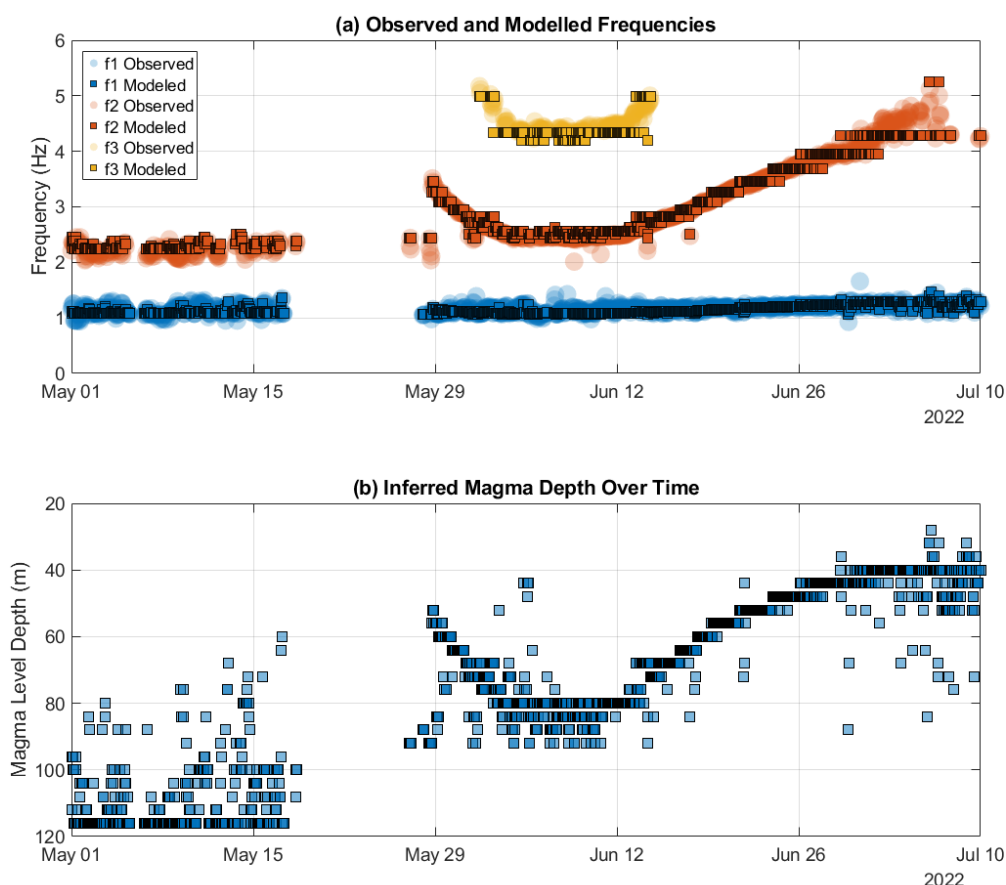


Fig. 5.17. Modello numerico del tronco conico. (a) Confronto tra le frequenze di picco osservate (cerchi) e modellate (quadrati) per le tre modalità. (b) Evoluzione temporale dedotta della distanza dal cratere alla sommità del magma.

Concludiamo che il modello numerico del tronco conico è il più appropriato in quanto è in grado di spiegare meglio le osservazioni. Il modello analitico del tronco conico è una semplificazione che non tiene conto del raggio finito dell'uscita né della radiazione acustica dal tronco nell'atmosfera. Il modello a tubo cilindrico, pur correggendo per il raggio finito del tubo, è una semplificazione irrealistica della geometria del cratere (Fig. 5.11). La discrepanza tra l'osservazione e il modello è minima per il modello numerico del tronco conico, come mostrato in Figura 5.18. Sebbene tutti i modelli presentino una discrepanza

simile durante il primo periodo, si riscontrano differenze sostanziali durante il secondo periodo. La discrepanza media durante il secondo periodo è pari a 0.2899 per il modello a tubo cilindrico, rispetto a 0.0655 per il tronco conico analitico e 0.0085 per il tronco conico numerico. In particolare, il modello numerico del tronco conico presenta un misfit molto più basso dal 15 giugno al 7 luglio durante il gliding, dove il secondo picco aumenta di frequenza da 2.5 Hz a 5 Hz.

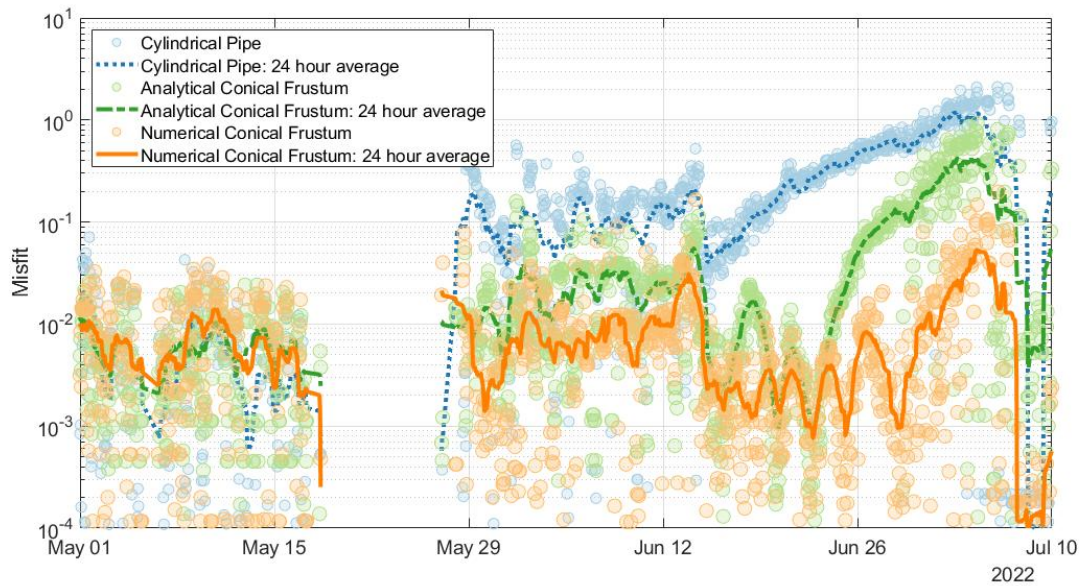


Fig. 5.18. Misfit tra i picchi osservati e quelli modellati (eq. 5.1) per il tubo cilindrico (blu, tratteggiato), il modello analitico del tronco conico (verde, tratteggiato) e il modello numerico del tronco conico (arancione, continuo). I cerchi mostrano il misfit orario, mentre le linee mostrano la media mobile delle 24 ore.

5.3.4 Evoluzione della geometria del cratere e del condotto

La transizione tra il periodo uno e il periodo due segna una netta modifica della geometria del cratere e del condotto del nuovo cratere a pozzo situato sul fianco settentrionale del SEC. La modellazione infrasonica indica che durante il periodo uno la cavità risonante era relativamente stretta e profonda, mentre nel periodo due si è evoluta in una struttura più ampia e meno profonda (ad esempio, Fig. 5.16c). Interpretiamo questa transizione come l'effetto di cambiamenti morfologici sin-eruttivi causati dalla persistente attività stromboliana e dal parziale ritiro del magma durante le attività esplosive del maggio 2022. Questi processi hanno probabilmente prodotto erosione meccanica, crollo della parete e allargamento del bordo, alterando la forma del risonatore. Tali meccanismi sono stati precedentemente documentati sull'Etna (ad esempio Watson et al., 2020) e su altri vulcani (ad esempio Cratere Halema'uma'u, Vulcano Kilauea, Fee et al., 2010).

5.3.5 Trasferimento di magma dedotto dal gliding infrasonico

Diversi studi sull'Etna, basati principalmente sugli infrasuoni, hanno dedotto la connettività tra i sistemi di alimentazione dei crateri sommitali, nonché tra questi e le fessure eruttive laterali. Ad esempio, Sciotto et al. (2013) hanno analizzato gli eventi sismo-acustici prodotti dal NEC e hanno evidenziato la connessione tra il sistema di alimentazione di questo cratere sommitale e la fessura eruttiva aperta nel 2008. Spina et al. (2015) hanno dedotto una connessione tra i sistemi di alimentazione del NEC e del SEC studiando le variazioni spettrali degli eventi infrasonici del NEC in relazione all'attività eruttiva del SEC. Infine, Cannavò et al. (2019) e Watson et al. (2020) hanno evidenziato il legame tra la fessura eruttiva del 2018 e il sistema di alimentazione centrale (in particolare BN) studiando le variazioni spettrali dei segnali infrasonici prima e dopo l'inizio dell'eruzione del 2018. Questi risultati, derivanti principalmente dalle caratteristiche spettrali dei segnali infrasonici e dalle relative variazioni temporali, forniscono una solida prova del fatto che la struttura sotterranea del vulcano opera spesso come un sistema unificato. Osservazioni simili sui sistemi idraulici interconnessi sono state effettuate a Halema'uma'u a Kīlauea (Poland et al., 2021).

In questo capitolo, in accordo con gli studi sopra menzionati, proponiamo che il drenaggio del magma dal sistema di alimentazione sommitale che alimenta un cratere sommitale (SEC) sia causato dall'apertura di una fessura eruttiva in VdB. Il volume di drenaggio del magma dalla sommità durante il secondo periodo ricavato dal modello numerico a tronco conico è di $2.8 \times 10^4 \text{ m}^3$, mentre la colata lavica in VdB che inizia il 29 maggio (la stessa data in cui il magma inizia a defluire dalla sommità) ha un volume di $4.5 \pm 2.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Fig. 5.2). Pertanto, mentre l'apertura delle bocche il 29 maggio nella parte alta del VdB (a circa 2.850 e 2.730 m s.l.m.), con conseguente emissione di colate laviche, può causare un abbassamento del livello del magma dal plumbing system centrale, la colata lavica non può essere spiegata esclusivamente con il drenaggio del magma da tale sistema e deve esserci un'ulteriore fonte di magma che alimenta la colata lavica.

5.4 Conclusioni

Il segnale infrasonico osservato sull'Etna da maggio a luglio 2022 è stato eccezionale sia in termini di durata che di complessità, presentando una frequenza fondamentale stabile e due

armoniche di gliding causate dalla risonanza acustica della porzione del sistema di alimentazione al di sopra della colonna magmatica. Tale fenomeno di gliding non è stato osservato nei dati sismici, suggerendo una sorgente superficiale legata probabilmente a esplosioni di bolle di gas sulla sommità della colonna magmatica.

Le osservazioni infrasoniche sono state suddivise in due periodi separati da attività esplosiva che è avvenuta tra il 19 e il 28 maggio 2022. All'interno di ciascun periodo, i modi di risonanza rimangono costanti o variano gradualmente, suggerendo una geometria craterica stabile. Si osserva una netta transizione nelle frequenze osservate tra i periodi, suggerendo un cambiamento nella struttura del cratere.

Inizialmente modelliamo il cratere come un semplice condotto cilindrico, ma questo non è in grado di spiegare la relazione non intera e variabile nel tempo tra armoniche e frequenza fondamentale. Pertanto, consideriamo una parametrizzazione a tronco di cono della geometria della porzione risonante del plumbing system, utilizzando sia un modello analitico che numerico. Il modello analitico non è in grado di descrivere completamente le osservazioni perché si limita alla risonanza all'interno del cratere e non tiene conto della radiazione acustica in atmosfera. Il modello numerico presenta un misfit inferiore e stime fisicamente più plausibili del movimento della superficie libera del magma nel tempo. Sebbene i modelli analitici siano utili per esplorare i fenomeni di risonanza craterica (ad esempio, Sciotto et al., 2013, Johnson et al., 2018b), è opportuno notare che questi modelli descrivono la risonanza all'interno di una cavità con riflessioni perfette dall'uscita ed è necessario applicare correzioni per dimensioni finite del cratere e radiazione acustica in uscita dal cratere.

Integrando i dati spettrali infrasonici con modelli digitali di elevazione ad alta risoluzione e la mappatura del flusso lavico, abbiamo vincolato la geometria del cratere, ricostruito nel tempo le variazioni della profondità del livello del magma nelle porzioni sommitali del plumbing system, e correlato il gliding infrasonico all'apertura e alla chiusura delle fessure eruttive sul fianco del vulcano. Il comportamento del gliding è stato riprodotto con successo da un modello di risonanza acustica all'interno di un cratere assial-simmetrico, dimostrando che le variazioni di frequenza possono essere spiegate da variazioni di profondità del magma all'interno di un cratere di forma fissa.

I tempi di variazione del gliding coincidono strettamente con l'inizio e la fine delle colate laviche, supportando l'ipotesi di una connessione dinamica tra l'attività sommitale e quella di fianco. Questa connessione è stata precedentemente dedotta sia per l'Etna (Cannavò et al.

2019, Watson et al., 2020) che per altri vulcani come Halema'uma'u a Kīlauea (USA) (Polonia et al., 2021).

I nostri risultati evidenziano l'importanza dell'integrazione di dati acustici, topografici ed eruttivi per studiare i processi vulcanici del sottosuolo e le interconnessioni tra le varie porzioni del plumbing system vulcanico.

6.CONCLUSIONI

L'obiettivo prefissatoci per questo lavoro di dottorato era quello di investigare la struttura della porzione superficiale del sistema di alimentazione sia in termini di interconnessione tra i condotti che di variazioni interne legate ad attività eruttiva.

A tale scopo la prima fase di analisi ha riguardato lo studio dell'attività infrasonica al Mt. Etna durante 51 fontane di lava verificatesi nel periodo compreso tra il 2011 e il 2015. In particolare, sono state investigate la localizzazione delle sorgenti infrasoniche, la caratterizzazione spettrale e la modellazione della risonanza acustica per indagare la geometria e la dinamica della porzione più superficiale del sistema di alimentazione vulcanico. In accordo con i risultati ottenuti da Sciotto et al. (2011), Cannata et al. (2009) e Spina et al. (2015), i nostri risultati dimostrano che il NEC ha agito come sorgente dominante di infrasuoni durante le fasi quiescenti, pre- e post-eruttive, mentre l'attività esplosiva energetica ha provocato una migrazione apparente della sorgente acustica verso SEC (2011-2013) e VOR (2015). Queste analisi ci hanno, inoltre, permesso di dimostrare che successivamente alla maggior parte delle fontane verificatesi al SEC e VOR si è ottenuta una diminuzione sistematica della frequenza di picco degli eventi infrasonici al NEC (con valori compresi tra 0.05 Hz e 0.25 Hz) per eruzioni temporalmente distanti (parecchi giorni), riflettendo un allungamento post-eruttivo della cavità risonante piena di gas, coerente con un abbassamento del livello del magma. Differentemente, durante le fontane di lava verificatesi in tempi molto ravvicinati (1-2 giorni), tale variazione di frequenza diventa trascurabile suggerendo che brevi tempi di intervallo tra gli episodi eruttivi non permettono al magma all'interno dei condotti comunicanti di “ricaricarsi”, mantenendo così una colonna magmatica persistentemente profonda e una firma spettrale stabile. Nel complesso, questi risultati dimostrano che gli infrasuoni sono sensibili alle dinamiche del livello del magma superficiale, consentendoci di quantificare la pressurizzazione transitoria, il drenaggio e la connettività intercraterica attraverso molteplici cicli eruttivi. La stabilità a lungo termine dei modelli osservati suggerisce che il sistema sommitale dell'Etna si comporta come un insieme di risonatori comunicanti, dove la risalita del magma in un cratere modula la risposta acustica di un altro. Questo studio promuove quindi l'uso degli infrasuoni non solo come strumento di monitoraggio, ma anche come mezzo per ricostruire l'architettura e l'evoluzione dinamica dei sistemi di alimentazione vulcanici, con implicazioni che si estendono oltre l'Etna ad altri vulcani open vent e multicratere in tutto il mondo.

La seconda parte della ricerca si è focalizzata sullo studio del fenomeno di gliding verificatosi nelle eruzioni tra il 19 e il 28 maggio 2022 allo scopo di modellare la dinamica del magma nelle parti superficiali del plumbing system. A tale scopo, sono stati condotti diversi tipi di modellizzazione. La prima analitica a tubo cilindrico che non è in grado di spiegare la relazione non intera e variabile nel tempo tra armoniche e frequenza fondamentale osservate nel gliding infrasonico. Pertanto, si è optato per una modellizzazione a tronco di cono della geometria della porzione risonante del plumbing system, sia con un metodo analitico che numerico. Applicando tali modelli ai dati spettrali infrasonici, integrando con modelli digitali del suolo, siamo riusciti a vincolare la geometria craterica e a riprodurre con successo il comportamento del gliding da un modello di risonanza acustica all'interno di un cratere assial-simmetrico, dimostrando che le variazioni di frequenza possono essere spiegate da variazioni di profondità del magma all'interno di un cratere di forma fissa. Questo ci ha permesso di definire che i tempi di variazione del gliding coincidono strettamente con l'inizio e la fine delle colate laviche, supportando l'ipotesi di una connessione dinamica tra l'attività sommitale e quella di fianco. I nostri risultati evidenziano l'importanza dell'integrazione di dati acustici, topografici ed eruttivi per studiare i processi all'interno del vulcano e le interconnessioni tra le varie porzioni del plumbing system vulcanico.

Nel complesso, l'insieme dei risultati ottenuti dimostra che i segnali infrasonici rappresentano una componente fondamentale nello studio multiparametrico dell'Etna. Essi consentono non solo di riconoscere con precisione temporale le fasi eruttive e di caratterizzare eventi esplosivi, ma soprattutto di accedere a informazioni strutturali e dinamiche del sistema di alimentazione che contribuiscono in modo significativo alla comprensione dei processi eruttivi. L'applicazione combinata di tecniche di analisi spettrale, localizzazione e modellazione acustica ha mostrato un potenziale elevato per ricostruire variazioni rapide del sistema, migliorando le capacità di interpretazione delle fasi di unrest e dei parossismi.

Infine, i risultati di questa tesi delineano prospettive future di grande interesse, tra cui: i) l'approfondimento dello studio dell'interconnessione tra i condotti sommitali attraverso analisi infrasoniche a lungo termine; ii) lo sviluppo di modelli di risonanza acustica capaci di rappresentare in modo più realistico l'evoluzione geometrica dei crateri e dei condotti; iii) l'integrazione sistematica dei segnali infrasonici con dati sismici, geodetici e vulcanologici con l'obiettivo di migliorare la capacità di riconoscere precocemente le variazioni del livello del magma e i cambiamenti dinamici del sistema di alimentazione.

In conclusione, l'infrasuono si conferma un metodo efficace per lo studio della dinamica vulcanica, e i risultati ottenuti contribuiscono in modo concreto alla comprensione del sistema di alimentazione dell'Etna e al miglioramento degli strumenti di monitoraggio e previsione delle sue future attività.

7. BIBLIOGRAFIA

- Aiuppa, A., Moretti, R., Federico, C., Giudice, G., Gurrieri, S., Liuzzo, M., Papale, P., Shinohara, H. & Valenza, M. (2007). Forecasting Etna eruptions by real-time observation of volcanic gas composition. *Geology*, 35(12), 1115-1118.
- Aki, K., Fehler, M., & Das, S. (1977). Source mechanism of volcanic tremor: Fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption. *Journal of volcanology and geothermal research*, 2(3), 259-287.
- Allard, P., Behncke, B., d'Amico, S., Neri, M., & Gambino, S. (2006). Mount Etna 1993–2005: Anatomy of an evolving eruptive cycle. *Earth-Science Reviews*, 78(1-2), 85-114.
- Alparone, L., Wald, L., Chanussot, J., Thomas, C., Gamba, P., & Bruce, L. M. (2007). Comparison of pansharpening algorithms: Outcome of the 2006 GRS-S data-fusion contest. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(10), 3012-3021.
- Amadej, T. Understanding and parameter setting of STA. *LTA trigger algorithm*, 1999.
- Amato, E., Corradino, C., Torrisi, F., & Del Negro, C. (2021, October). Mapping lava flows at Etna Volcano using Google Earth Engine, open-access satellite data, and machine learning. In *2021 International Conference on Electrical, Computer, Communications and Mechatronics Engineering (ICECCME)* (pp. 1-6). IEEE.
- Andronico, D., & Del Carlo, P. (2016). PM 10 measurements in urban settlements after lava fountain episodes at Mt. Etna, Italy: pilot test to assess volcanic ash hazard to human health. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(1), 29-40.
- Andronico, D., Di Roberto, A., De Beni, E., Behncke, B., Bertagnini, A., Del Carlo, P., & Pompilio, M. (2018). Pyroclastic density currents at Etna volcano, Italy: The 11 February 2014 case study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 357, 92-105.
- Andronico, D., Del Bello, E., D'Oriano, C., Landi, P., Pardini, F., Scarlato, P., Taddeucci, J., Cristaldi, A., Ciancitto, F., Pennacchia, F., Ricci, T. & Valentini, F. (2021). Uncovering the eruptive patterns of the 2019 double paroxysm eruption crisis of Stromboli volcano. *Nature Communications*, 12(1), 4213.

- Andronico, D., Scollo, S., Caruso, S., & Cristaldi, A. (2008). The 2002–03 Etna explosive activity: Tephra dispersal and features of the deposits. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B4).
- Andronico, D., Cannata, A., Di Grazia, G., & Ferrari, F. (2021). The 1986–2021 paroxysmal episodes at the summit craters of Mt. Etna: Insights into volcano dynamics and hazard. *Earth-Science Reviews*, 220, 103686
- Aravena, Á., Gutiérrez, F. J., Parada, M. A., Payacán, Í., Bachmann, O., & Poblete, F. (2017). Compositional zonation of the shallow La Gloria pluton (Central Chile) by late-stage extraction/redistribution of residual melts by channelization: Numerical modeling. *Lithos*, 284, 578-587.
- Aravena, A., Vitturi, M. D. M., Cioni, R., & Neri, A. (2018). Physical constraints for effective magma-water interaction along volcanic conduits during silicic explosive eruptions. *Geology*, 46(10), 867-870.
- Bannister, D. J., Davies, G. R., Ward, I. M., & McIntyre, J. E. (1984). Ionic conductivities for poly (ethylene oxide) complexes with lithium salts of monobasic and dibasic acids and blends of poly (ethylene oxide) with lithium salts of anionic polymers. *Polymer*, 25(9), 1291-1296.
- Bath, G. T., & Pringle, J. E. (1982). The evolution of viscous discs—II. Viscous variations. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 199(2), 267-280.
- Battaglia, J., & Aki, K. (2003). Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B8).
- Battaglia, M., Gottsmann, J., Carbone, D., & Fernández, J. (2008). 4D volcano gravimetry. *Geophysics*, 73(6), WA3-WA18.
- Battaglia, M., Segall, P., & Roberts, C. (2003). The mechanics of unrest at Long Valley caldera, California. 2. Constraining the nature of the source using geodetic and micro-gravity data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127(3-4), 219-245.
- Behnke, S. A., & McNutt, S. R. (2014). Using lightning observations as a volcanic eruption monitoring tool. *Bulletin of Volcanology*, 76(8), 847.
- Behncke, B., & Neri, M. (2003). Cycles and trends in the recent eruptive behaviour of Mount Etna (Italy). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(10), 1405-1411.

- Behncke, B., Branca, S., Corsaro, R. A., De Beni, E., Miraglia, L., & Proietti, C. (2014). The 2011–2012 summit activity of Mount Etna: Birth, growth and products of the new SE crater. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 270, 10-21.
- BIGGS, Juliet, et al. Global link between deformation and volcanic eruption quantified by satellite imagery. *Nature communications*, 2014, 5.1: 3471.
- Bonaccorso, A., & Gambino, S. (1997). Impulsive tilt variations on Mount Etna volcano (1990–1993). *Tectonophysics*, 270(1-2), 115-125.
- Bonaccorso, A., & Davis, P. M. (1999). Models of ground deformation from vertical volcanic conduits with application to eruptions of Mount St. Helens and Mount Etna. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B5), 10531-10542.
- Bonaccorso, A., D'amico, S., Mattia, M., & Patanè, D. (2004). Intrusive mechanisms at Mt. Etna forerunning the July-August 2001 eruption from seismic and ground deformation data. *pure and applied geophysics*, 161(7), 1469-1487.
- Bonaccorso, A., & Calvari, S. (2013). Major effusive eruptions and recent lava fountains: Balance between expected and erupted magma volumes at Etna volcano. *Geophysical Research Letters*, 40(23), 6069-6073.
- Bonaccorso, A., Calvari, S., Linde, A., & Sacks, S. (2014). Eruptive processes leading to the most explosive lava fountain at Etna volcano: The 23 November 2013 episode. *Geophysical Research Letters*, 41(14), 4912-4919.
- Bonforte, A., & Guglielmino, F. (2015). Very shallow dyke intrusion and potential slope failure imaged by ground deformation: The 28 December 2014 eruption on Mount Etna. *Geophysical Research Letters*, 42(8), 2727-2733.
- Boschi, E., & Guidoboni, E. (2001). Catania terremoti e lave dal mondo antico alla fine del Novecento.
- Bousquet, J. C., & Lanzafame, G. (2004). The tectonics and geodynamics of Mt. Etna: synthesis and interpretation of geological and geophysical data. *Geophysical Monograph Series*, 143, 29-47.
- Bowman, J. R., Baker, G. E., & Bahavar, M. (2005). Ambient infrasound noise. *Geophysical research letters*, 32(9).
- Branca, S., Coltelli, M., De Beni, E., & Wijbrans, J. (2008). Geological evolution of Mount Etna volcano (Italy) from earliest products until the first central volcanism (between 500 and 100 ka ago) inferred from geochronological and stratigraphic data. *International Journal of Earth Sciences*, 97(1), 135-152.

- Branca, S., & Del Carlo, P. (2004). Eruptions of Mt. Etna during the past 3,200 years: a revised compilation integrating the historical and stratigraphic records. *GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION.*, 143, 1-28.
- Branca S. & Del Carlo P. (2005). Types of eruption of Etna volcano AD 1670-2003: implications for short-term eruptive behaviour, *Bull. Volcanol.* 67, 732–742.
- Branca, S., Carbone, D., & Greco, F. (2003). Intrusive mechanism of the 2002 NE-Rift eruption at Mt. Etna (Italy) inferred through continuous microgravity data and volcanological evidences. *Geophysical Research Letters*, 30(20).
- Branca, S., Coltelli, M., Groppelli, G., & Lentini, F. (2011). Geological map of Etna volcano, 1: 50,000 scale. *Italian Journal of Geosciences*, 130(3), 265-291.
- Branca, S., Coltelli, M., & Groppelli, G. (2011). Geological evolution of a complex basaltic stratovolcano: Mount Etna, Italy. *Italian Journal of Geosciences*, 130(3), 306-317.
- Branca, S., De Beni, E., & Proietti, C. (2013). The large and destructive 1669 AD eruption at Etna volcano: reconstruction of the lava flow field evolution and effusion rate trend. *Bulletin of Volcanology*, 75(2), 694
- Braun, T., & Ripepe, M. (1993). Interaction of seismic and air waves recorded at Stromboli Volcano. *Geophysical research letters*, 20(1), 65-68.
- Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earth quakes. *J. Geophys. Res.* 75 (26), 4997–5009.
- Buckingham, M. J., & Garcés, M. A. (1996). Canonical model of volcano acoustics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B4), 8129-8151.
- Burchardt, S., Annen, C. J., Kavanagh, J. L., & Hilmi Hazim, S. (2022). Developments in the study of volcanic and igneous plumbing systems: outstanding problems and new opportunities. *Bulletin of Volcanology*, 84(6), 59.
- Bürgmann, R., Rosen, P. A., & Fielding, E. J. (2000). Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation. *Annual review of earth and planetary sciences*, 28(1), 169-209.
- Calkins, J., Oppenheimer, C., & Kyle, P. R. (2008). Ground-based thermal imaging of lava lakes at Erebus volcano, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(3), 695-704.

- Calvari, S., & Nunnari, G. (2022). Etna output rate during the last decade (2011–2022): Insights for hazard assessment. *Remote Sensing*, 14(23), 6183.
- Calvari, S., Coltelli, M., Neri, M., Pompilio, M., & Scribano, V. (1994). The 1991–1993 Etna eruption: Chronology and lava. *Acta Vulcanologica*, 4, 1-14.
- Calvari, S., & Pinkerton, H. (2002). Instabilities in the summit region of Mount Etna during the 1999 eruption. *Bulletin of Volcanology*, 63(8), 526-535.
- Calvari, S., Tanner, L. H., Groppelli, G., & Norini, G. (2004). Valle del Bove, eastern flank of Etna volcano: a comprehensive model for the opening of the depression and implications for future hazards. *GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION.*, 143, 65-76.
- Calvari, S., Bonaccorso, A., & Ganci, G. (2021). Anatomy of a paroxysmal lava fountain at etna volcano: The case of the 12 March 2021, episode. *Remote Sensing*, 13(15), 3052.
- Campion, R., Salerno, G. G., Coheur, P. F., Hurtmans, D., Clarisse, L., Kazahaya, K., Burto, M., Caltabiano, T., Clerbaux, C. & Bernard, A. (2010). Measuring volcanic degassing of SO₂ in the lower troposphere with ASTER band ratios. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 194(1-3), 42-54.
- Cannata, A., Di Grazia, G., Montalto, P., Ferrari, F., Nunnari, G., Patanè, D., & Privitera, E. (2010). New insights into banded tremor from the 2008–2009 Mount Etna eruption. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B12).
- Cannata, A., Montalto, P., Aliotta, M., Cassisi, C., Pulvirenti, A., Privitera, E., & Patanè, D. (2011). Clustering and classification of infrasonic events at Mount Etna using pattern recognition techniques. *Geophysical Journal International*, 185(1), 253-264.
- Cannata, A., Di Grazia, G., Aliotta, M., Cassisi, C., Montalto, P., & Patanè, D. (2013). Monitoring seismo-volcanic and infrasonic signals at volcanoes: Mt. Etna case study. *Pure and Applied Geophysics*, 170(11), 1751-1771.
- Cannata, A., Montalto, P., Privitera, E., & Russo, G. (2009). Characterization and location of infrasonic sources in active volcanoes: Mount Etna, September–November 2007. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B8).
- Cannata, A., Di Grazia, G., Aliotta, M., Cassisi, C., Montalto, P., & Patanè, D. (2013). Monitoring seismo-volcanic and infrasonic signals at volcanoes: Mt. Etna case study. *Pure and Applied Geophysics*, 170(11), 1751-1771

- Grazia, G., Aliotta, M., Cassisi, C., Montalto, P., & Patanè, D. (2013). Monitoring seismo-volcanic and infrasonic signals at volcanoes: Mt. Etna case study. *Pure and Applied Geophysics*, 170(11), 1751-1771.
- Cannata, A., Sciotto, M., Spampinato, L., & Spina, L. (2011). Insights into explosive activity at closely-spaced eruptive vents using infrasound signals: Example of Mt. Etna 2008 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 208(1-2), 1-11.
 - Cannata, A., Spedalieri, G., Behncke, B., Cannavò, F., Di Grazia, G., Gambino, S., Gresta S., Gurrieri S., Liuzzo M. & Palano, M. (2015). Pressurization and depressurization phases inside the plumbing system of Mount Etna volcano: Evidence from a multiparametric approach. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(9), 5965-5982.
 - Cannavò, F., Sciotto, M., Cannata, A., & Di Grazia, G. (2019). An integrated geophysical approach to track magma intrusion: The 2018 Christmas Eve eruption at Mount Etna. *Geophysical Research Letters*, 46(14), 8009-8017.
 - Del Negro, C., Bilotta, G., Cappello, A., Ganci, G., Herault, A., & Zago, V. (2017, December). Satellite-driven modeling approach for monitoring lava flow hazards during the 2017 Etna eruption. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2017, pp. V43F-0582).
 - Carbone, D., D'Amico, S., Musumeci, C., & Greco, F. (2009). Comparison between the 1994–2006 seismic and gravity data from Mt. Etna: New insight into the long-term behavior of a complex volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(3-4), 282-292.
 - Cardone, M., Cannata, A., Giuffrida, M., Iozzia, A., Minio, V., Viccaro, M., & Gambino, S. (2024). Changing magma recharge/discharge dynamics during the 2020–22 lava fountaining activity at Mt. Etna revealed by tilt deformation and volcanic tremor. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 449, 108074.
 - Carn, S. A., Krueger, A. J., Krotkov, N. A., Yang, K., & Evans, K. (2009). Tracking volcanic sulfur dioxide clouds for aviation hazard mitigation. *Natural hazards*, 51(2), 325-343.
 - Cerminara, M., Esposti Ongaro, T., & Berselli, L. C. (2016). ASHEE-1.0: a compressible, equilibrium–Eulerian model for volcanic ash plumes. *Geoscientific Model Development*, 9(2), 697-730.

- Chiarabba, C., Amato, A., Boschi, E., & Barberi, F. (2000). Recent seismicity and tomographic modeling of the Mount Etna plumbing system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B5), 10923-10938.
- Chouet, B., Dawson, P., Ohminato, T., Martini, M., Saccorotti, G., Giudicepietro, F., De Luca, G., Milana, G. & Scarpa, R. (2003). Source mechanisms of explosions at Stromboli Volcano, Italy, determined from moment-tensor inversions of very-long-period data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1), ESE-7.
- Chouet, B., Dawson, P., & Arciniega-Ceballos, A. (2005). Source mechanism of Vulcanian degassing at Popocatepetl Volcano, Mexico, determined from waveform inversions of very long period signals. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B7).
- Chouet, B. (1981). Ground motion in the near field of a fluid-driven crack and its interpretation in the study of shallow volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B7), 5985-6016.
- Chouet, B. (1992). A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor. In *Volcanic seismology* (pp. 133-156). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Chouet, B. A. (1996). Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature*, 380(6572), 309-316.
- Chouet, B. A. (1996). New methods and future trends in seismological volcano monitoring. *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, 23-97.
- Chouet, B. (2003). Volcano seismology. *Pure and applied geophysics*, 160(3), 739-788.
- Coltelli, M., Del Carlo, P., & Vezzoli, L. (1998). Discovery of a Plinian basaltic eruption of Roman age at Etna volcano, Italy. *Geology*, 26(12), 1095-1098.
- Corsaro, R. A., & Miraglia, L. (2022). Near real-time petrologic monitoring on volcanic glass to infer magmatic processes during the February–April 2021 paroxysms of the South-East Crater, Etna. *Frontiers in Earth Science*, 10, 828026.
- Corsaro, R. A., Di Renzo, V., Distefano, S., Miraglia, L., & Civetta, L. (2013). Relationship between petrologic processes in the plumbing system of Mt. Etna and the dynamics of the eastern flank from 1995 to 2005. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 251, 75-89.

- Corsaro, R. A., Andronico, D., Behncke, B., Branca, S., Caltabiano, T., Ciancitto, F., Cristaldi A., De Beni E., La Spina A., Lodato L., Miraglia L., Neri M., Salerno G., Scollo S. & Spata, G. (2017). Monitoring the December 2015 summit eruptions of Mt. Etna (Italy): Implications on eruptive dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 341, 53-69.
- Costa, G., Mereu, L., Prestifilippo, M., Scollo, S., & Viccaro, M. (2023). Modeling the trajectories of ballistics in the summit area of Mt. Etna (Italy) during the 2020–2022 sequence of lava fountains. *Geosciences*, 13(5), 145.
- Currenti, G., & Bonaccorso, A. (2019). Cyclic magma recharge pulses detected by high-precision strainmeter data: the case of 2017 inter-eruptive activity at Etna volcano. *Scientific Reports*, 9(1), 7553.
- DABROWA, Amy L., et al. A global study of volcanic infrasound characteristics and the potential for long-range monitoring. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 310.3-4: 369-379.
- Dawson, P. B., Chouet, B. A., Okubo, P. G., Villaseñor, A., & Benz, H. M. (1999). Three-dimensional velocity structure of the Kilauea Caldera, Hawaii. *Geophysical Research Letters*, 26(18), 2805-2808.
- De Angelis, S., & McNutt, S. R. (2007). Observations of volcanic tremor during the January–February 2005 eruption of Mt. Veniaminof, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, 69, 927-940.
- De Beni, E., Behncke, B., Branca, S., Nicolosi, I., Carluccio, R., Caracciolo, F. A., & Chiappini, M. (2015). The continuing story of Etna's New Southeast Crater (2012–2014): Evolution and volume calculations based on field surveys and aerophotogrammetry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 303, 175-186.
- De Beni, E., Cantarero, M., Neri, M., & Messina, A. (2021). Lava flows of Mt Etna, Italy: The 2019 eruption within the context of the last two decades (1999–2019). *Journal of Maps*, 17(3), 65-76.
- De Beni, E., Behncke, B., Branca, S., Nicolosi, I., Carluccio, R., Caracciolo, F. A., & Chiappini, M. (2015). The continuing story of Etna's New Southeast Crater (2012–2014): Evolution and volume calculations based on field surveys and aerophotogrammetry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 303, 175-186

- Dehn, J., Dean, K., & Engle, K. (2000). Thermal monitoring of North Pacific volcanoes from space. *Geology*, 28(8), 755-758.
- Del Negro, C., Currenti, G., Napoli, R., & Vicari, A. (2004). Volcanomagnetic changes accompanying the onset of the 2002–2003 eruption of Mt. Etna (Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 229(1-2), 1-14.
- Del Negro, M., Hasegawa, R. B., & Schorfheide, F. (2016). Dynamic prediction pools: An investigation of financial frictions and forecasting performance. *Journal of Econometrics*, 192(2), 391-405.
- Del Negro, C., Cappello, A., Bilotta, G., Ganci, G., Hérault, A., & Zago, V. (2020). Living at the edge of an active volcano: Risk from lava flows on Mt. Etna. *Bulletin*, 132(7-8), 1615-1625.
- Delclos, C., Blanc, E., Broche, P., Glangeaud, F., & Lacoume, J. L. (1990). Processing and interpretation of microbarograph signals generated by the explosion of Mount St. Helens. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 95(D5), 5485-5494.
- Di Grazia, G., Falsaperla, S., & Langer, H. (2006). Volcanic tremor location during the 2004 Mount Etna lava effusion. *Geophysical research letters*, 33(4).
- Di Grazia, G., Cannata, A., Montalto, P., Patanè, D., Privitera, E., Zuccarello, L., & Boschi, E. (2009). A multiparameter approach to volcano monitoring based on 4D analyses of seismo-volcanic and acoustic signals: The 2008 Mt. Etna eruption. *Geophysical Research Letters*, 36(18).
- Dibble, R. R., Kienle, J., Kyle, P. R., & Shibuya, K. (1984). Geophysical studies of Erebus volcano, Antarctica, from 1974 December to 1982 January. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 27(4), 425-455.
- Donn, W. L., & Balachandran, N. K. (1981). Mount St. Helens eruption of 18 May 1980: Air waves and explosive yield. *Science*, 213(4507), 539-541.
- Dragoni, M., & Santini, S. (2007). Lava flow in tubes with elliptical cross sections. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(3-4), 239-248.
- Dzurisin, D., & Lu, Z. (2007). Interferometric synthetic-aperture radar (InSAR). In *Volcano deformation: Geodetic monitoring techniques* (pp. 153-194). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Edwards, M. J., Pioli, L., Andronico, D., Scollo, S., Ferrari, F., & Cristaldi, A. (2018). Shallow factors controlling the explosivity of basaltic magmas: The 17–25

May 2016 eruption of Etna Volcano (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 357, 425-436.

- Fairfield, D. H. (1980). A statistical determination of the shape and position of the geomagnetic neutral sheet. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 85(A2), 775-780.
- Falsaperla, S., Alparone, S., D'Amico, S., Grazia, G., Ferrari, F., Langer, H., Sgroi, T. & Spampinato, S. (2005). Volcanic tremor at Mt. Etna, Italy, preceding and accompanying the eruption of July–August, 2001. *pure and applied geophysics*, 162(11), 2111-2132.
- Fee, D., & Matoza, R. S. (2013). An overview of volcano infrasound: From Hawaiian to Plinian, local to global. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 249, 123-139.
- Fee, D., Garcés, M., & Steffke, A. (2010). Infrasound from Tungurahua volcano 2006–2008: Strombolian to Plinian eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193(1-2), 67-81.
- Fee, D., Garcés, M., Patrick, M., Chouet, B., Dawson, P., & Swanson, D. (2010). Infrasonic harmonic tremor and degassing bursts from Halema'uma'u Crater, Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B11).
- Ferro, A., Gambino, S., Panepinto, S., Falzone, G., Laudani, G., & Ducarme, B. (2011). High precision tilt observation at Mt. Etna volcano, Italy. *Acta Geophysica*, 59(3), 618-632.
- Finch, R. H. (1949). Volcanic tremor (Part I). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 39(2), 73-78.
- Firstov, P. P., & Kravchenko, N. M. (1996). Estimation of the amount of explosive gas released in volcanic eruptions using air waves. *Volcanology & Seismology*, 17(4-5), 547-560.
- Gabrielson, T. B. (2010). Krakatoa and the Royal Society: the Krakatoa explosion of 1883. *Acoustics Today*, 6(2), 14-19.
- Galle, B., Johansson, M., Rivera, C., Zhang, Y., Kihlman, M., Kern, C., Lehmann, T., Plat, U., Arellano, S. & Hidalgo, S. (2010). Network for Observation of Volcanic and Atmospheric Change (NOVAC)—A global network for volcanic gas monitoring: Network layout and instrument description. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D5).

- Gambino, S., Cannata, A., Cannavò, F., La Spina, A., Palano, M., Sciotto, M., Spampinato L. & Barberi, G. (2016). The unusual 28 December 2014 dike-fed paroxysm at Mount Etna: Timing and mechanism from a multidisciplinary perspective. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(3), 2037-2053.
- Ganci, G., Harris, A. J. L., Del Negro, C., Guéhenneux, Y., Cappello, A., Labazuy, P., Calvari, S. & Gouhier, M. (2012). A year of lava fountaining at Etna: volumes from SEVIRI. *Geophysical Research Letters*, 39(6).
- Garcés, M., Harris, A., Hetzer, C., Johnson, J., Rowland, S., Marchetti, E., & Okubo, P. (2003). Infrasonic tremor observed at Kīlauea Volcano, Hawai'i. *Geophysical Research Letters*, 30(20).
- Garcés, M. A., & McNutt, S. R. (1997). Theory of the airborne sound field generated in a resonant magma conduit. *Journal of volcanology and geothermal research*, 78(3-4), 155-178.
- Gerlach, T. M., McGee, K. A., & Doukas, M. P. (2008). *Emission rates of CO₂, SO₂, and H₂S, scrubbing, and preeruption excess volatiles at Mount St. Helens, 2004-2005* (No. 1750-26, pp. 543-571). US Geological Survey.
- Gerst, A., Hort, M., Aster, R. C., Johnson, J. B., & Kyle, P. R. (2013). The first second of volcanic eruptions from the Erebus volcano lava lake, Antarctica—Energies, pressures, seismology, and infrasound. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(7), 3318-3340.
- Giuffrida, M., Scandura, M., Costa, G., Zuccarello, F., Sciotto, M., Cannata, A., & Viccaro, M. (2021). Tracking the summit activity of Mt. Etna volcano between July 2019 and January 2020 by integrating petrological and geophysical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 418, 107350.
- Giacomoni, P. P., Coltorti, M., Mollo, S., Ferlito, C., Braiato, M., & Scarlato, P. (2018). The 2011–2012 paroxysmal eruptions at Mt. Etna volcano: Insights on the vertically zoned plumbing system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 370-391.
- Giuffrida, M., Cardone, M., Zuccarello, F., & Viccaro, M. (2023). Etna 2011–2022: Discoveries from a decade of activity at the volcano. *Earth-Science Reviews*, 245, 104563.
- Glasstone, S., & Philips, D. J. (Eds.). (1977). *The effects of nuclear weapons*. Department of Defense.

- Goerke, V. H., Young, J. M., & Cook, R. K. (1965). Infrasonic observations of the May 16, 1963, volcanic explosion on the Island of Bali. *Journal of Geophysical Research*, 70(24), 6017-6022.
- Gorshkov, G. S. (1960). Some results of seismometric investigations at the Kamchatka Volcanological Station. *Bulletin Volcanologique*, 23(1), 121-128.
- Gossard, E. E., & Hooke, W. H. (1975). Waves in the atmosphere: atmospheric infrasound and gravity waves-their generation and propagation. *Atmospheric Science*, 2.
- Goto, A., & Johnson, J. B. (2011). Monotonic infrasound and helmholtz resonance at Volcan Villarrica (Chile). *Geophysical Research Letters*, 38(6).
- Gresta, S., Montalto, A., & Patanè, G. (1991). Volcanic tremor at Mount Etna (January 1984–March 1985): its relationship to the eruptive activity and modelling of the summit feeding system. *Bulletin of volcanology*, 53(4), 309-320.
- Gvirtzman, Z., & Nur, A. (1999). The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. *Nature*, 401(6755), 782-785.
- Gwinner, K., Coltelli, M., Flohrer, J., Jaumann, R., Matz, K. D., Marsella, M., ... & Trauthan, F. (2006). The HRSC-AX Mt. Etna project: High-resolution orthoimages and 1 m DEM at regional scale. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, XXXVI (Part 1), <http://isprs.free.fr/documents/Papers/T05-23.pdf>.
- Hagerty, M. T., Schwartz, S. Y., Garces, M. A., & Protti, M. (2000). Analysis of seismic and acoustic observations at Arenal Volcano, Costa Rica, 1995–1997. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(1-2), 27-65.
- Harkrider, D., & Press, F. (1967). The Krakatoa air—sea waves: an example of pulse propagation in coupled systems. *Geophysical Journal International*, 13(1-3), 149-159.
- Harkrider, D. G. (1964). Theoretical and observed acoustic-gravity waves from explosive sources in the atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 69(24), 5295-5321.
- Harris, A. J., & Neri, M. (2002). Volumetric observations during paroxysmal eruptions at Mount Etna: pressurized drainage of a shallow chamber or pulsed supply?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116(1-2), 79-95.
- Hellweg, M. (2000). Physical models for the source of Lascar's harmonic tremor. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(1-2), 183-198.

- Herring, T. A., King, R. W., & McClusky, S. C. (2006). GAMIT reference manual. *GPS Analysis at MIT, release, 10*, 36.
- Hidayat, D., Chouet, B., Voight, B., Dawson, P., & Ratdomopurbo, A. (2002). Source mechanism of very-long-period signals accompanying dome growth activity at Merapi volcano, Indonesia. *Geophysical research letters*, 29(23), 33-1.
- Hotovec, A. J., Prejean, S. G., Vidale, J. E., & Gomberg, J. (2013). Strongly gliding harmonic tremor during the 2009 eruption of Redoubt Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 259, 89-99.
- Houlié, N., & Montagner, J. P. (2007). Hidden Dykes detected on Ultra Long Period seismic signals at Piton de la Fournaise volcano?. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(1-2), 1-8.
- Iacovino, K. (2015). Linking subsurface to surface degassing at active volcanoes: A thermodynamic model with applications to Erebus volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 431, 59-74.
- Ibáñez, J. M., Carmona, E., Almendros, J., Saccorotti, G., Del Pezzo, E., Abril, M., & Ortiz, R. (2003). The 1998–1999 seismic series at Deception Island volcano, Antarctica. *Journal of volcanology and geothermal research*, 128(1-3), 65-88.
- Ichihara, M., Lyons, J. J., & Yokoo, A. (2013). Switching from seismic to seismo-acoustic harmonic tremor at a transition of eruptive activity during the Shinmoe-dake 2011 eruption. *Earth, Planets and Space*, 65, 633-643.
- Ichihara, M., Takeo, M., Yokoo, A., Oikawa, J., & Ohminato, T. (2012). Monitoring volcanic activity using correlation patterns between infrasound and ground motion. *Geophysical Research Letters*, 39(4).
- Iguchi, M. (2013). Magma movement from the deep to shallow Sakurajima Volcano as revealed by geophysical observations (< Special Section> Sakurajima Special Issue). *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 58(1), 1-18.
- Jellinek, A. M., & Bercovici, D. (2011). Seismic tremors and magma wagging during explosive volcanism. *Nature*, 470(7335), 522-525.
- Johnson, J. B., & Aster, R. C. (2005). Relative partitioning of acoustic and seismic energy during Strombolian eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148(3-4), 334-354.

- Johnson, J. B., & Lees, J. M. (2000). Plugs and chugs—seismic and acoustic observations of degassing explosions at Karymsky, Russia and Sangay, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(1-2), 67-82.
- Johnson, J. B., & Malone, S. D. (2007). Ground-coupled acoustic airwaves from Mount St. Helens provide constraints on the May 18, 1980 eruption. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(1-2), 16-31.
- Johnson, E. R., Wallace, P. J., Cashman, K. V., Granados, H. D., & Kent, A. J. (2008). Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes. *Earth and planetary science letters*, 269(3-4), 478-487.
- Johnson, J. B., Watson, L. M., Palma, J. L., Dunham, E. M., & Anderson, J. F. (2018). Forecasting the eruption of an open-vent volcano using resonant infrasound tones. *Geophysical Research Letters*, 45(5), 2213-2220.
- Johnson, J. B., & Aster, R. C. (2005). Relative partitioning of acoustic and seismic energy during Strombolian eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148(3-4), 334-354.
- Johnson, J. B., & Ripepe, M. (2011). Volcano infrasound: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206(3-4), 61-69.
- Johnson, J. B., Ruiz, M. C., Ortiz, H. D., Watson, L. M., Viracucha, G., Ramon, P., & Almeida, M. (2018a). Infrasound tornillos produced by Volcán Cotopaxi's deep crater. *Geophysical Research Letters*, 45(11), 5436-5444.
- Johnson, J. B., Watson, L. M., Palma, J. L., Dunham, E. M., & Anderson, J. F. (2018b). Forecasting the eruption of an open-vent volcano using resonant infrasound tones. *Geophysical Research Letters*, 45(5), 2213-2220.
- Jones, K. R., Johnson, J. B., Aster, R., Kyle, P. R., & McIntosh, W. C. (2008). Infrasonic tracking of large bubble bursts and ash venting at Erebus volcano, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(3), 661-672.
- Kanamori, H., Anderson, D. L., & Heaton, T. H. (1998). Frictional melting during the rupture of the 1994 Bolivian earthquake. *Science*, 279(5352), 839-842.
- Kaneshima, S., Kawakatsu, H., Matsubayashi, H., Sudo, Y., Tsutsui, T., Ohminato, T., Ito, H., Uehira, K., Yamasato, H., Oikawa, J., Takeo, M., Iidaka, T. (1996). Mechanism of phreatic eruptions at Aso Volcano inferred from near-field broadband seismic observations. *Science*, 273(5275), 642-645.

- Kao, H., & Shan, S. J. (2004). The source-scanning algorithm: Mapping the distribution of seismic sources in time and space. *Geophysical Journal International*, 157(2), 589-594.
- Kawakatsu, H., Kaneshima, S., Matsubayashi, H., Ohminato, T., Sudo, Y., Tsutsui, T., Uhira, K., Yamasato, H., Ito, H., Legrand, D. (2000). Aso94: Aso seismic observation with broadband instruments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(1-2), 129-154.
- Kim, K., & Lees, J. M. (2015). Imaging volcanic infrasound sources using time reversal mirror algorithm. *Geophysical Journal International*, 202(3), 1663-1676.
- Kobayashi, T., Namiki, A., & Sumita, I. (2010). Excitation of airwaves caused by bubble bursting in a cylindrical conduit: Experiments and a model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B10).
- Kubotera, A. (1974). Volcanic tremors at Aso volcano. In *Developments in Solid Earth Geophysics* (Vol. 6, pp. 29-47). Elsevier.
- Kushendratno, Pallister, J. S., Kristianto, Bina, F. R., McCausland, W., Carn, S., Haerani, N., Griswold, J., Keeler, R. (2012). Recent explosive eruptions and volcano hazards at Soputan volcano—a basalt stratovolcano in north Sulawesi, Indonesia. *Bulletin of volcanology*, 74(7), 1581-1609.
- Lahr, J. C., Chouet, B. A., Stephens, C. D., Power, J. A., & Page, R. A. (1994). Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: Implications for the magmatic system of the 1989–1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62(1-4), 137-151.
- Laiolo, M., Ripepe, M., Cigolini, C., Coppola, D., Della Schiava, M., Genco, R., Innocenti L., Laccana, G., Marchetti, E., Massimetti F., Silengo, M. C. (2019). Space- and ground-based geophysical data tracking of magma migration in shallow feeding system of Mount Etna Volcano. *Remote Sensing*, 11(10), 1182.
- Lamb, H. On atmospheric oscillations. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 1911, 84.574: 551-572.
- La Spina, A., Burton, M., & Salerno, G. G. (2010). Unravelling the processes controlling gas emissions from the central and northeast craters of Mt. Etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(3-4), 368-376.

- Le Pichon, A., Matoza, R., Brachet, N., & Cansi, Y. (2010). Recent enhancements of the PMCC infrasound signal detector. *Inframatics*, 26, 5-8.
- LeConte, J. (1884). *A compend of geology*. D. Appleton and Company.
- Legrand, D., Kaneshima, S., & Kawakatsu, H. (2000). Moment tensor analysis of near-field broadband waveforms observed at Aso Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(1-2), 155-169.
- Lesage, P., Glangaud, F., & Mars, J. (2002). Applications of autoregressive models and time–frequency analysis to the study of volcanic tremor and long-period events. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114(3-4), 391-417.
- Liu, C. H., Klostermeyer, J., Yeh, K. C., Jones, T. B., Robinson, T., Holt, O., Leitinger, R., Ogawa, T., Sinno, K., Kato, S., Bedard, O., Kersley, L. (1982). Global dynamic responses of the atmosphere to the eruption of Mount St. Helens on May 18, 1980. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 87(A8), 6281-6290.
- Macedonio, G., Dobran, F., & Neri, A. (1994). Erosion processes in volcanic conduits and application to the AD 79 eruption of Vesuvius. *Earth and planetary science letters*, 121(1-2), 137-152.
- Magee, C., Stevenson, C. T., Ebmeier, S. K., Keir, D., Hammond, J. O., Gottsmann, J. H., Whaler K. A., Schofield N., Jackson C. A., Petronis M. S., O’Driscoll B., Morgan J. Cruden A., Volger S.A. Dering G., Micklethwaite S. & Jackson, M. D. (2018). Magma plumbing systems: a geophysical perspective. *Journal of Petrology*, 59(6), 1217-1251.
- Marchese, F., Filizzola, C., Lacava, T., Falconieri, A., Faruolo, M., Genzano, N., Mazzeo, G., Pietrapertosa, C, Pergola, N, Tramutoli, V, Neri, M. (2021). Mt. Etna paroxysms of February–April 2021 monitored and quantified through a multi-platform satellite observing system. *Remote Sensing*, 13(16), 3074.
- Marchetti, E., Ripepe, M. Stability of the seismic source during effusive and explosive activity at Stromboli Volcano. *Geophysical research letters*, 2005, 32.3.
- Matoza, R. S., Hedlin, M. A., & Garcés, M. A. (2007). An infrasound array study of Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(3-4), 249-262.
- Matoza, R. S., Landès, M., Le Pichon, A., Ceranna, L., & Brown, D. (2013). Coherent ambient infrasound recorded by the International Monitoring System. *Geophysical Research Letters*, 40(2), 429-433.

- Matoza, R. S., Fee, D., Assink, J. D., Iezzi, A. M., Green, D. N., Kim, K., Toney, L., Lecocq, T, ... & Wilson, D. C. (2022). Atmospheric waves and global seismoacoustic observations of the January 2022 Hunga eruption, Tonga. *Science*, 377(6601), 95-100.
- Matoza, R., Fee, D., Green, D., & Mialle, P. (2018). Volcano infrasound and the international monitoring system. In *Infrasound monitoring for atmospheric studies: Challenges in middle atmosphere dynamics and societal benefits* (pp. 1023-1077). Cham: Springer International Publishing.
- Mattia, M., Palano, M., Aloisi, M., Bruno, V., & Bock, Y. (2008). High rate GPS data on active volcanoes: an application to the 2005–2006 Mt. Augustine (Alaska, USA) eruption. *Terra Nova*, 20(2), 134-140.
- Mauk, F. J. (1983). Utilization of seismically recorded infrasonic-acoustic signals to monitor volcanic explosions: The El Chichon Sequence 1982—A case study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B12), 10385-10401.
- McNutt, S. R., & Thomas, R. J. (2015). Volcanic lightning. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 1059-1067). Academic Press.
- McNutt, S. R. (1994). Volcanic tremor amplitude correlated with eruption explosivity and its potential use in determining ash hazards to aviation. In *Volcanic ash and aviation safety: Proceedings of the first international symposium on volcanic ash and aviation safety* (Vol. 104, No. 2047, p. 377). US Government Printing Office.
- McNutt, S. R. (1996). Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the-art and case histories. *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, 99-146.
- McNutt, S. R. (2005). Volcanic seismology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33(1), 461-491.
- McNutt, S. R., Thompson, G., Johnson, J., De Angelis, S., & Fee, D. (2015). Seismic and infrasonic monitoring. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 1071-1099). Academic Press.
- Métrich, N., Allard, P., Spilliaert, N., Andronico, D., & Burton, M. (2004). 2001 flank eruption of the alkali-and volatile-rich primitive basalt responsible for Mount Etna's evolution in the last three decades. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(1-2), 1-17.

- Minakami, T. (1974). Seismology of volcanoes in Japan. In *Developments in solid earth geophysics* (Vol. 6, pp. 1-27). Elsevier.
- Moran, S. C. (2003). Multiple seismogenic processes for high-frequency earthquakes at Katmai National Park, Alaska: evidence from stress tensor inversions of fault-plane solutions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(1), 94-108.
- Mullet, B. G., & Segall, P. (2021). Stress-driven failure of cylindrical volcanic conduits. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(8), e2021JB022278.
- Napoli, R., Currenti, G., Del Negro, C., Greco, F., & Scandura, D. (2008). Volcanomagnetic evidence of the magmatic intrusion on 13th May 2008 Etna eruption. *Geophysical research letters*, 35(22).
- Neri, M., De Maio, M., Crepaldi, S., Suozzi, E., Lavy, M., Marchionatti, F., Calvari S. & Buongiorno, M. F. (2017). Topographic maps of Mount Etna's summit craters, updated to December 2015. *Journal of Maps*, 13(2), 674-683.
- Neuberg, J., Luckett, R., Baptie, B., & Olsen, K. (2000). Models of tremor and low-frequency earthquake swarms on Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(1-2), 83-104.
- Neuberg, J., Luckett, R., Ripepe, M., & Braun, T. (1994). Highlights from a seismic broadband array on Stromboli volcano. *Geophysical Research Letters*, 21(9), 749-752.
- Neuberg, J., Baptie, B., Luckett, R., & Stewart, R. (1998). Results from the broadband seismic network on Montserrat. *Geophysical Research Letters*, 25(19), 3661-3664.
- Ohminato, T., Chouet, B. A., Dawson, P., & Kedar, S. (1998). Waveform inversion of very long period impulsive signals associated with magmatic injection beneath Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10), 23839-23862.
- Omori, F. (1912). The eruptions and earthquakes of the Asama-yama. *Bull. Imp. Earthq. Inv. Com.*, 6.
- Oppenheimer, C., & Kyle, P. R. (2008). Probing the magma plumbing of Erebus volcano, Antarctica, by open-path FTIR spectroscopy of gas emissions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(3), 743-754.

- Palano, M., Rossi, M., Cannavò, F., Bruno, V., Aloisi, M., Pellegrino, D., Pulvirenti, M., Siligato, G., Mattia, M. (2010). Etn@ ref: a geodetic reference frame for Mt. Etna GPS networks. *Annals of geophysics*, 53(4), 49-57.
- Pallister, J., & McNutt, S. R. (2015). Synthesis of volcano monitoring. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 1151-1171). Academic Press.
- Patanè, D., Barberi, G., Cocina, O., De Gori, P., & Chiarabba, C. (2006). Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at Mount Etna. *science*, 313(5788), 821-823.
- Patanè, D., Aiuppa, A., Aloisi, M., Behncke, B., Cannata, A., Coltelli, M., Di Grazia, G., Gambino, S., Gurrieri, S., Mattia, M., Salerno, G. (2013). Insights into magma and fluid transfer at Mount Etna by a multiparametric approach: A model of the events leading to the 2011 eruptive cycle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(7), 3519-3539.
- Pekeris, C. L. (1939). The propagation of a pulse in the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 171(947), 434-449.
- Pierce, A. D. (1963). Propagation of acoustic-gravity waves from a small source above the ground in an isothermal atmosphere. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 35(11), 1798-1807.
- Piombo, A., Tallarico, A., & Dragoni, M. (2016). Role of mechanical erosion in controlling the effusion rate of basaltic eruptions. *Geophysical Research Letters*, 43(17), 8970-8977.
- Poland, M.P., Miklius, A., Johanson, I.A., and Anderson, K.R., 2021, A decade of geodetic change at Kīlauea's summit—Observations, interpretations, and unanswered questions from studies of the 2008–2018 Halema'uma'u eruption, chap. G of Patrick, M., Orr, T., Swanson, D., and Houghton, B., eds., *The 2008–2018 summit lava lake at Kīlauea Volcano, Hawai'i*: U.S. Geological Survey Professional Paper 1867, 29.
- Prejean, S., Ellsworth, W., Zoback, M., & Waldhauser, F. (2002). Fault structure and kinematics of the Long Valley Caldera region, California, revealed by high-accuracy earthquake hypocenters and focal mechanism stress inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B12), ESE-9.

- Press, F., & Harkrider, D. (1962). Propagation of acoustic-gravity waves in the atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 67(10), 3889-3908.
- Press, F., & Harkrider, D. (1966). Air-sea waves from the explosion of Krakatoa. *Science*, 154(3754), 1325-1327.
- Reath, K., Pritchard, M., Biggs, J., Andrews, B., Ebmeier, S. K., Bagnardi, M., Girona T., Lundgren P., Lopez T. & Poland, M. (2020). Using conceptual models to relate multiparameter satellite data to subsurface volcanic processes in Latin America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(1), e2019GC008494.
- Reed, J. W. (1987). Air pressure waves from Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 92(D10), 11979-11992.
- Richardson, J. P., Waite, G. P., & Palma, J. L. (2014). Varying seismic-acoustic properties of the fluctuating lava lake at Villarrica volcano, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(7), 5560-5573.
- Ripepe, M., & Marchetti, E. (2002). Array tracking of infrasonic sources at Stromboli volcano. *Geophysical Research Letters*, 29(22), 33-1.
- Ripepe, M., Marchetti, E., Poggi, P., Harris, A. J. L., Fiaschi, A., & Ulivieri, G. (2004). Seismic, acoustic, and thermal network monitors the 2003 eruption of Stromboli Volcano. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(35), 329-332.
- Ripepe, M., Marchetti, E., Delle Donne, D., Genco, R., Innocenti, L., Lacanna, G., & Valade, S. (2018). Infrasonic early warning system for explosive eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- Ripepe, M., Marchetti, E., & Ulivieri, G. (2007). Infrasonic monitoring at Stromboli volcano during the 2003 effusive eruption: Insights on the explosive and degassing process of an open conduit system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B9).
- Ripepe, M., Marchetti, E., Bonadonna, C., Harris, A. J. L., Pioli, L., & Ulivieri, G. (2010). Monochromatic infrasonic tremor driven by persistent degassing and convection at Villarrica Volcano, Chile. *Geophysical Research Letters*, 37(15).
- Rittman, A. (1973). Mount Etna and the 1971 eruption-Structure and evolution of Mount Etna. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 274(1238), 5-16.

- Rodgers, M., Roman, D. C., Geirsson, H., LaFemina, P., Muñoz, A., Guzman, C., & Tenorio, V. (2013). Seismicity accompanying the 1999 eruptive episode at Telica Volcano, Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 265, 39-51.
- Rosenblatt, B. B., Johnson, J. B., Anderson, J. F., Kim, K., & Gauvain, S. J. (2022). Controls on the frequency content of near-source infrasound at open-vent volcanoes: A case study from Volcán Villarrica, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 84(12), 103.
- Rossing, T. D. & Fletcher, N. H. Principles of vibration and sound (Second) Vol. 1 (Springer, New York, 2004).
- Ruiz, M. J. (2017). Hearing the transformation of conical to closed-pipe resonances. *Physics Education*, 52(3), 035012.
- Rymer, H. (1994). Microgravity change as a precursor to volcanic activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 61(3-4), 311-328.
- Sakai, H. (1996). Surface-induced melting of small particles. *Surface Science*, 351(1-3), 285-291.
- Salerno, G. G., Burton, M. R., Oppenheimer, C., Caltabiano, T., Randazzo, D., Bruno, N., & Longo, V. (2009). Three-years of SO₂ flux measurements of Mt. Etna using an automated UV scanner array: Comparison with conventional traverses and uncertainties in flux retrieval. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 183(1-2), 76-83.
- Sanchez, J. J., McNutt, S. R., Power, J. A., & Wyss, M. (2004). Spatial variations in the frequency-magnitude distribution of earthquakes at Mount Pinatubo Volcano. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(2), 430-438.
- Scandone, P., Patacca, E., Radoicic, R., Ryan, W. B. F., Cita, M. B., Rawson, M., Chezar, H, Miller, E, Mckenzie, J, Rossi, S. (1981). Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta escarpment (central Mediterranean). *AAPG Bulletin*, 65(7), 1299-1319.
- Sciotto, M., Cannata, A., Di Grazia, G., Gresta, S., Privitera, E., & Spina, L. (2011). Seismoacoustic investigations of paroxysmal activity at Mt. Etna volcano: New insights into the 16 November 2006 eruption. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B9).
- Sciotto, M., Cannata, A., Gresta, S., Privitera, E., & Spina, L. (2013). Seismic and infrasound signals at Mt. Etna: Modeling the North-East crater conduit and its relation with the 2008–2009 eruption feeding system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 254, 53-68.

- Sciotto, M., Watson, L. M., Cannata, A., Cantarero, M., De Beni, E., & Johnson, J. B. (2022). Infrasonic gliding reflects a rising magma column at Mount Etna (Italy). *Scientific Reports*, 12(1), 16954.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (Eds.). (2015). *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier.
- Spina, L., Cannata, A., Privitera, E., Vergnolle, S., Ferlito, C., Gresta, S., Montalto P. & Sciotto, M. (2015). Insights into Mt. Etna's shallow plumbing system from the analysis of infrasound signals, August 2007–December 2009. *Pure and Applied Geophysics*, 172(2), 473-490.
- Spina, L., Cannata, A., Morgavi, D., & Perugini, D. (2019). Degassing behaviour at basaltic volcanoes: New insights from experimental investigations of different conduit geometry and magma viscosity. *Earth-Science Reviews*, 192, 317-336.
- Spina, L., Cannata, A., Morgavi, D., Privitera, E., & Perugini, D. (2022). Seismo-acoustic gliding: An experimental study. *Earth and Planetary Science Letters*, 579, 117344.
- Spina, L., Taddeucci, J., Cannata, A., Sciotto, M., Del Bello, E., Scarlato, P., Kueppers U., Andronico D., Privitera E., Fernandez J.P., Sesterhenn J. & Dingwell, D. B. (2017). Time-series analysis of fissure-fed multi-vent activity: a snapshot from the July 2014 eruption of Etna volcano (Italy). *Bulletin of Volcanology*, 79(7), 51.
- Steinberg, G. S., & Steinberg, A. S. (1975). On possible causes of volcanic tremor. *Journal of geophysical research*, 80(11), 1600-1604.
- Svärd, M., & Nordström, J. (2014). Review of summation-by-parts schemes for initial–boundary-value problems. *Journal of Computational Physics*, 268, 17-38.
- Tahira, M., Nomura, M., Sawada, Y., & Kamo, K. (1996). Infrasonic and acoustic-gravity waves generated by the Mount Pinatubo eruption of June 15, 1991. *Fire and mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, 601-614.
- Tahira, M. (1982). A study of the infrasonic wave in the atmosphere (II) infrasonic waves generated by the explosions of the Volcano Sakura-jima. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 60(3), 896-907.
- Taylor, G. I. (1929). Waves and tides in the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 126(800), 169-183.

- Taylor, G. I. (1936). The oscillations of the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A-Mathematical and Physical Sciences*, 156(888), 318-326.
- Taddeucci, J., Pompilio, M., & Scarlato, P. (2002). Monitoring the explosive activity of the July–August 2001 eruption of Mt. Etna (Italy) by ash characterization. *Geophysical Research Letters*, 29(8), 71-1.
- Tibaldi, A. (2015). Structure of volcano plumbing systems: A review of multi-parametric effects. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 298, 85-135.
- Trnkoczy, A. (2009). Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger algorithm. In *New manual of seismological observatory practice (NMSOP)* (pp. 1-20). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Uehira, K., & Takeo, M. (1994). The source of explosive eruptions of Sakurajima volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B9), 17775-17789.
- Verbeek, R. D. M. (1884). *Kort verslag over de uitbarsting van Krakatau op 26, 27 en 28 Augustus 1883*. Landsdrukkerij.
- Vergnolle, S., & Brandeis, G. (1994). Origin of the sound generated by Strombolian explosions. *Geophysical Research Letters*, 21(18), 1959-1962.
- Vergnolle, S., Brandeis, G., & Mareschal, J. C. (1996). Strombolian explosions: 2. Eruption dynamics determined from acoustic measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B9), 20449-20466.
- Vergnolle, S., Boichu, M., & Caplan-Auerbach, J. (2004). Acoustic measurements of the 1999 basaltic eruption of Shishaldin volcano, Alaska: 1. Origin of Strombolian activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137(1-3), 109-134.
- Vergnolle, S., & Brandeis, G. (1996). Strombolian explosions: 1. A large bubble breaking at the surface of a lava column as a source of sound. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B9), 20433-20447.
- Vicari, A., Ganci, G., Behncke, B., Cappello, A., Neri, M., & Del Negro, C. (2011). Near-real-time forecasting of lava flow hazards during the 12–13 January 2011 Etna eruption. *Geophysical Research Letters*, 38(13).
- Waite, G. P., & Smith, R. B. (2004). Seismotectonics and stress field of the Yellowstone volcanic plateau from earthquake first-motions and other indicators. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2).

- Watada, S., & Kanamori, H. (2010). Acoustic resonant oscillations between the atmosphere and the solid earth during the 1991 Mt. Pinatubo eruption. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B12).
- Watson, L. M. (2022). leighton-watson/CRes: CRes (v1.1). Zenodo.
- Watson, L. M., Cannata, A., & Andronico, D. (2023). Tracking a pyroclastic density current with seismic signals at Mt. Etna (Italy). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(3), e2022JB026114.
- Watson, L. M., Dunham, E. M., & Johnson, J. B. (2019). Simulation and inversion of harmonic infrasound from open-vent volcanoes using an efficient quasi-1D crater model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 380, 64-79.
- Watson, L. M., Johnson, J. B., Sciotto, M., & Cannata, A. (2020). Changes in crater geometry revealed by inversion of harmonic infrasound observations: 24 December 2018 eruption of Mount Etna, Italy. *Geophysical Research Letters*, 47(19), e2020GL088077.
- Watson, L. M., Iezzi, A. M., Toney, L., Maher, S. P., Fee, D., McKee, K., Ortiz D.H., Matoza S.R., Gestrich J.E., Bishop J.W., Witsil J.C., Anderson J.F. & Johnson, J. B. (2022). Volcano infrasound: progress and future directions. *Bulletin of Volcanology*, 84(5), 44.
- Welch, P. (1967). The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on audio and electroacoustics*, 15(2), 70-73.
- White, R. A., Miller, A. D., Lynch, L., & Power, J. (1998). Observations of hybrid seismic events at Soufriere Hills volcano, Montserrat: July 1995 to September 1996. *Geophysical Research Letters*, 25(19), 3657-3660.
- Wilson, C. R., & Forbes, R. B. (1969). Infrasonic waves from Alaskan volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 74(18), 4511-4522.
- Wilson, C. R., Nichparenko, S., & Forbes, R. B. (1966). Evidence of two sound channels in the polar atmosphere from infrasonic observations of the eruption of an Alaskan volcano. *Nature*, 211(5045), 163-165.
- Wu, S.-M., Lin, G., & Shearer, P. (2025). Seismic velocity monitoring reveals complex magma transport dynamics at Kīlauea Volcano prior to the 2018 eruption. *AGU Advances*, 6, e2025AV001759.

- Yamasato, H. (1997). Quantitative analysis of pyroclastic flows using infrasonic and seismic data at Unzen volcano, Japan. *Journal of Physics of the Earth*, 45(6), 397-416.
- Yamasato, H. (1998). Nature of infrasonic pulse accompanying low frequency earthquake at Unzen Volcano, Japan. *Bulletin of the volcanological society of Japan*, 43(1), 1-13.
- Zobin, V. M., Levina, V. I., & Maguskin, M. A. (2003). Seismicity and crustal deformation preceding the January 1996 eruptions at Karymsky Volcanic Center, Kamchatka. *Bulletin of volcanology*, 65(7), 477-485.

8 RINGRAZIAMENTI

Per chi mi conosce sa bene quanto sia stata dura la strada che mi ha condotto verso la fine di questo percorso, iniziato ormai quattro anni fa. Durante questo percorso sono state tantissime le persone che mi hanno aiutato e sostenuto e che quindi dovrei ringraziare. Un primo ringraziamento va sicuramente all'INGV il cui contributo è stato fondamentale per la stesura della tesi grazie ai dati da essi fornitomi ai fini di questo studio. In particolar modo vorrei ringraziare i miei Co-tutor la Dott.ssa Mariangela Sciotto e la Dott.ssa Laura Spina, dispensatrici di consigli e suggerimenti, e il Dott.re Vittorio Minio, disponibile a qualsiasi ora e giorno che con il suo enorme sapere in ambiente informatico, applicato alla geofisica è stato fondamentale alla creazione e modifica di tutti gli script utilizzati all'interno di questo lavoro. Un ulteriore ringraziamento va al Dott.re Leighton Watson, docente e ricercatore dell'università di Canterbury, ideatore del modello Cres, che ci ha gentilmente concesso tutta la sua conoscenza e aiuto. Un ringraziamento speciale va sicuramente al mio tutor il professore Andrea Cannata che nel corso dei 4 anni è stato una guida sicura, precisa e indispensabile, senza il quale oggi non sarei qui a scrivere questi ringraziamenti. In ognuno di noi esiste anche un lato emotivo, oltre a quello strettamente professionale, questi quattro anni sono stati segnati da tantissima sofferenza ma come dice il mio vecchio caro amico Albus Silente "La felicità si può trovare anche negli attimi più tenebrosi, se solo uno ricorda di accendere la luce", e la mia luce sono state proprio le persone a me vicine. In particolar modo devo ringraziare "Sbix" per avermi sopportato e supportato in ogni momento credendo più lei in me che io stesso. Devo ringraziare sicuramente i miei fratelli la cui forza, mi ha ispirato e contagiato spingendomi sempre a dare tutto me stesso. Infine, ma non in ordine di importanza, un grazie enorme va a chi non c'è più...

MAMMA, PAPA' non smetterò mai di ringraziarvi per avermi reso ciò che sono, per avermi insegnato a rispettare sempre quello che faccio, per avermi insegnato a non mollare mai, so che, anche se non fisicamente sarete lì con me quel giorno. Questo piccolo ma grande successo lo dedico a voi, la mia forza, la mia luce, i miei genitori. GRAZIE A TUTTI VOI.