

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio
Curriculum Rischio idrogeologico

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea Magistrale

Analisi di pericolosità vulcanica e risposta
sismica dell'Isola di Stromboli

Candidato:

Michela Borghetti

Relatore:

Prof. Federico Lucchi

Correlatore:

Prof.ssa Silvia Castellaro

Sessione Dicembre 2018
Anno Accademico 2017-2018

*Dev'essere successo qualcosa quel giorno,
un po' di cuore mi è rimasto lassù.*

INDICE

1. INTRODUZIONE	p. 6
2. METODI	p. 8
2.1 VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITA' VULCANICA	p. 8
2.1.1 Dati e strutture	p. 8
2.1.2 Bandwidth e Gaussian kernel	p. 8
2.1.3 Il metodo di analisi multi criterio:AHP	p. 11
2.1.4 Scenari eruttivi	p. 12
2.2 RISPOSTA SISMICA	p. 15
2.2.1 Caratterizzazione dinamica di un suolo: generalità	p. 15
2.2.1.1 Le onde sismiche	p. 15
2.2.1.2 Le onde di superficie	p. 16
2.2.2 Caratterizzazione dinamica di un suolo: metodi geofisici	p. 18
2.2.2.1 Le indagini sismiche attive – MASW	p. 18
2.2.2.2 Sismica passiva – il rumore sismico ambientale	p. 19
2.2.2.3 Sismica passiva a stazione singola – il metodo H/V	p. 20
2.2.2.4 Uso dell' H/V in senso stratigrafico	p. 23
2.2.2.5 Profili di velocità V_{S30} e classificazione dei suoli	p. 24
2.2.3 Analisi di risposta sismica locale	p. 25
2.2.3.1 Definizione del modello di sottosuolo	p. 25
2.2.3.2 Caratteristiche fisiche degli strati	p. 26
2.2.3.3 Input sismico	p. 26
2.2.3.4 Output: spettri di risposta elastica	p. 26
3. AREA DI STUDIO: ISOLA DI STROMBOLI	p. 28
3.1.1 Inquadramento geografico e geologico	p. 28
3.1.2 Evoluzione e storia eruttiva	p. 29
3.1.3 Caratteristiche dell'attività eruttiva di Stromboli	p. 32
3.1.4 Pericoli legati a Stromboli	p. 34
3.1.5 Sismicità di Stromboli	p. 35
3.1.5.1 Classificazione sismica	p. 35
4. DATI	p. 38
4.1 ANALISI DELLA PERICOLOSITA' VULCANICA DI STROMBOLI	p. 38
4.1.1 Analisi della suscettività vulcanica dell'isola di Stromboli	p. 38
4.1.1.1 Dati	p. 38
4.1.1.2 Strutture	p. 40
4.1.1.3 Bandwidth	p. 49
4.1.1.4 Gaussian Kernel	p. 49
4.1.1.5 Il metodo di analisi multi criterio (AHP)	p. 58
4.1.1.6 Mappa della suscettività	p. 60
4.1.2 Scenari eruttivi	p. 67
4.1.2.1 Simulazioni colate di lava	p. 68
4.2 RISPOSTA SISMICA DI STROMBOLI	p. 74
4.2.1 Campagna di indagine	p. 74
4.2.2 Acquisizione di misure geofisiche	p. 76
4.2.2.1 Sito INGV	p. 76
4.2.2.2 Sito campo sportivo	p. 78

4.2.2.3 Sito zona 4	p. 79
4.2.2.4 Sito elicottero	p. 81
4.2.2.5 Sito cimitero	p. 82
4.2.3 Spettri di risposta	p. 84
5. DISCUSSIONE	p. 88
5.1 Pericolosità vulcanica	p. 88
5.2 Risposta sismica	p. 90
6. CONCLUSIONI	p. 94
RINGRAZIAMENTI	p. 96
BIBLIOGRAFIA	p. 98
ALLEGATI	p. 100

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE

Lo studio delle eruzioni passate di un edificio vulcanico e dei processi geologici annessi, contribuisce alla conoscenza dell'evoluzione di un'area vulcanica costituendo la base per la definizione dei rischi associati a future eruzioni. Gli studi vulcanico-strutturali delle aree vulcaniche attive sono uno strumento fondamentale per le valutazioni di rischio vulcanico a lungo termine (*Becerril 2014*).

Il rischio vulcanico è definito come la probabilità di una particolare area di essere colpita da un evento vulcanico distruttivo entro un determinato periodo di tempo, con particolare riferimento alle sue possibili conseguenze in termini di danni attesi (*Fournier d'Albe 1979*). Per valutare correttamente il rischio vulcanico, come del resto tutti i rischi geologici, è necessario considerare la probabilità che un evento accada in rapporto ai bene esposti nell'area considerata. In particolare, il concetto di rischio (www.protezionecivile.gov.it) è traducibile nella formula:

$$R = P \times V \times E$$

dove:

P è la Pericolosità, ovvero la probabilità che un fenomeno di una determinata intensità si verifichi in un certo periodo di tempo, in una data area;

V è la Vulnerabilità, ossia la propensione per persone, edifici, infrastrutture e attività economiche di subire danneggiamenti in conseguenza alle sollecitazioni indotte da un evento di una certa intensità;

E è il Valore Esposto, ovvero il valore di ognuno degli elementi a rischio presenti in una data area.

La maggior parte delle attività finalizzate alla valutazione del rischio vulcanico si riferisce alla definizione della pericolosità vulcanica, riferita alla definizione dei processi attivi in un'area sulla base della conoscenza della storia eruttiva dell'area vulcanica ed alla localizzazione dei punti dove sono avvenute le precedenti eruzioni. In tal senso assume particolare rilievo la determinazione della probabilità spaziale, chiamata anche suscettività vulcanica, ossia la localizzazione delle possibili aree dove può avvenire la prossima eruzione e la loro estensione. La pericolosità vulcanica può anche essere definita in termini di probabilità temporale, cioè quando la prossima eruzione si manifesterà nel futuro.

Nel presente lavoro di tesi viene affrontata l'analisi della pericolosità vulcanica con metodi probabilistici dell'isola di Stromboli. La pericolosità vulcanica può essere definita tramite un approccio di tipo deterministico o probabilistico. L'approccio deterministico ambisce a descrivere in maniera precisa l'area del pericolo, tiene conto della topografia, e mostra un'evoluzione temporale del processo. Necessita però della conoscenza di un gran numero di parametri e la bontà del modello ottenuto dipenderà dalla conoscenza di questi, oltre che dalle ipotesi del modello. L'approccio probabilistico, al contrario, offre i vantaggi di richiedere meno parametri in entrata, di essere versatile per diversi tipi di analisi di pericolosità ed è computazionalmente meno complesso. Tra gli inconvenienti, però, questo approccio non considera la dipendenza dal tempo e può sopravvalutare i parametri delle eruzioni (*Martì, 2017*).

Stromboli è l'isola vulcanica situata più a Nord-Est dell'arcipelago delle Isole Eolie, a circa 90 km dalle coste della Sicilia.

Stromboli è un vulcano attivo, fin dall'antichità, ed è caratterizzato da una persistente attività stromboliana, che consiste in moderate esplosioni da un'area craterica orientata NE-SW e situata a circa 750mslm nella porzione superiore della Sciara del Fuoco, una depressione morfologica risultante dalla successione di differenti collassi di settore, lungo la quale vengono concentrati i prodotti vulcanici recenti.

L'analisi della suscettività vulcanica si basa sulla raccolta di dati bibliografici relativi alla localizzazione nel tempo di dicchi, collassi laterali e caldere, centri eruttivi o allineamenti di fessure eruttive (*Francaianci et al., 2013; Rosi et al., 2013*). La carta di suscettività è elaborata tramite un'analisi multicriterio AHP (Analytic Hierarchy Process). Successivamente vengono simulate le distribuzioni areali di colate laviche alimentate dai probabili centri eruttivi individuati tramite il software Q-Lavha (*Mossoux et al., 2016*). La simulazione utilizza come centri di emissione quelli presenti all'interno dell'area a più alta probabilità spaziale di apertura di nuovi vent, determinabile dalla mappa della suscettività finale precedentemente citata.

Grazie alla combinazione di queste due analisi, si possono fare considerazioni riguardo la pericolosità di Stromboli, anche in riferimento alla carta dei rischi già esistente (*Volcanic and Tsunami Risk Maps of Stromboli Island, INGV, Nave R. et al., 2010*).

Il secondo oggetto di questo elaborato prevede la determinazione della risposta sismica di Stromboli. Allo scopo sono state definite le caratteristiche di sito in termini di geometrie, proprietà fisico-meccaniche dei terreni e degli ammassi rocciosi e del moto sismico atteso su bedrock e in superficie. La stratigrafia sismica è stata ricostruita attraverso prove sismiche passive ed attive, a stazione singola e multicanale. Queste vengono usate per fornire una classificazione sismica dei terreni e per suddividerli in zone omogenee in prospettiva sismica. La definizione di tali zone e delle loro caratteristiche di amplificazione sismica permetterà di dare informazioni utili in termini di pianificazione urbanistica e territoriale.

CAPITOLO 2

METODI

2.1 VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITA' VULCANICA

La valutazione della pericolosità vulcanica a lungo termine fornisce informazioni sulle modalità con le quali potrebbero avvenire le prossime eruzioni in un'area vulcanica attiva (da anni a decenni). Essa si basa essenzialmente sulla storia eruttiva derivante dallo studio geologico dei prodotti geologici e delle relazioni con le principali strutture vulcano tettoniche e tettoniche. In tal senso si differenzia dalla valutazione della pericolosità a breve termine, che valuta i rischi da giorni a pochi mesi utilizzando i dati forniti dalle reti di monitoraggio (*Marzocchi et al., 2006*).

La valutazione della pericolosità vulcanica, tiene conto di una serie di step successivi (*Becerril, 2014*):

- la caratterizzazione del vulcanismo passato nell'area di studio (come sono avvenute le eruzioni?),
- l'analisi della suscettività vulcanica (dove sono avvenute le eruzioni?),
- la simulazione degli scenari eruttivi più probabili come i flussi di lava, a partire da centri o fessure eruttive precedentemente individuati.

2.1.1 Dati e strutture

L'analisi della storia eruttiva dell'area vulcanica studiata, deve fornire le informazioni necessarie a capire dove sono avvenute le eruzioni e con quali modalità, in maniera da ipotizzare dove e come potrebbero avvenire le prossime eruzioni. Nel presente lavoro di tesi questa analisi si basa interamente sullo studio di dati di letteratura. Successivamente, l'analisi della pericolosità vulcanica consiste nel valutare la probabilità spaziale di una futura eruzione, che fornirà un'indicazione di quali aree sono più propense ad ospitare bocche eruttive future. La probabilità spaziale di apertura di bocche eruttive a lungo termine, detta anche suscettività vulcanica, costituisce uno dei primi passi nella valutazione della pericolosità vulcanica e nella costruzione di mappe di pericolosità. La localizzazione dell'area sorgente di una nuova eruzione è di grande importanza nel determinare il risultato potenziale di un'eruzione. Per una stessa eruzione possono essere previsti differenti scenari eruttivi, e differenti impatti potenziali, in base alla differente localizzazione del vent e alle caratteristiche geografiche e demografiche dell'area circostante ad esso. Quindi, valutare dove futuri vent eruttivi avranno più probabilità di aprirsi influenza molto la valutazione della pericolosità vulcanica (*Bartolini et al. 2013*).

2.1.2 Bandwidth e Gaussian Kernel

La funzione di densità di kernel è una tecnica che si basa sull'assunzione che nuovi centri eruttivi non si formeranno troppo lontani da quelli già esistenti (*Martin et al., 2004*). Questa è un'ipotesi a priori per la valutazione della pericolosità a lungo termine, in cui l'uso degli allineamenti vulcano-strutturali e la localizzazione dei centri di emissione del passato presuppongono implicitamente che i campi di stress generali non siano cambiati significativamente dall'inizio della formazione di queste strutture. Al contrario, quando si tratta di valutare la pericolosità a breve termine, i dati di monitoraggio (che forniscono informazioni importanti sull'evoluzione della migrazione del magma e la sua ascesa al

ruolo di superficie) giocano un ruolo importante nel determinare la suscettibilità vulcanica (Bartolini et al. 2013).

Una funzione kernel è una funzione di densità utilizzata per ottenere l'intensità degli eventi vulcanici. Essa si basa sulla distanza di vulcani nelle vicinanze e da una costante h che indica il fattore di lisciamento. Un kernel gaussiano è una funzione kernel che descrive una distribuzione normale, una delle più utilizzate in vulcanologia per stimare le densità di eventi vulcanici locali nelle aree vulcaniche (Bartolini et al. 2013).

La probabilità di distribuzione in una tecnica kernel (tecnica che stima in maniera non-parametrica la Funzione di Probabilità di Densità (PDF) di variabili random) è fortemente influenzata da un insieme di parametri o bandwidth, che determinano come le probabilità di apertura di nuovi centri eruttivi siano distribuite in termini di distanza dalle strutture vulcaniche o dai vent considerati. Un valore ottimale della bandwidth è basato sul raggruppamento delle strutture vulcaniche in proporzione alle dimensioni del campo e alla densità dei vent (Bartolini et al., 2013). Le bandwidth più strette accentuano le densità vicino alle posizioni degli eventi passati. Al contrario, bandwidth ampie possono superare la stima della densità, determinando stime di densità irragionevolmente basse vicino a gruppi di eventi passati, o sovrastimando le densità a distanze maggiori dagli eventi passati.

Nelle applicazioni di pericolosità vulcanica, la scelta di una bandwidth ottimale è difficile e dipende dalla dimensione del campo e dal grado dell'ammasso che determina la distribuzione di probabilità a distanza dalle strutture vulcaniche o dalle bocche eruttive.

La bandwidth viene anche definita come il grado di casualità della localizzazione dei centri eruttivi del passato.

Il software QVAST (QGIS for VolcAnic SuscepTibility, Bartolini et al., 2013) include differenti metodi per scegliere il valore ottimale della bandwidth, che dipende dalla dimensione dell'area vulcanica e il grado di raggruppamento nei dati disponibili. La PDF è costruita utilizzando uno stimatore di densità di kernel, e viene utilizzata per stimare in che modo la densità dell'apertura di nuove bocche eruttive varia in un'area di studio in base alla distribuzione delle eruzioni precedenti e alla bandwidth.

La suscettività spaziale a lungo termine è ottenuta attraverso un processo di Poisson non omogeneo (NHPP), in cui le PDFs e i loro relativi pesi sono combinati attraverso una somma ponderata. QVAST consente di assegnare differenti pesi a ciascuno delle PDFs in base alla rilevanza e affidabilità dei set di dati. La struttura del software è composta da tre moduli:

- Stima della bandwidth ottimale a partire da diversi layers geometrici (punti o polilinee);
- Valutazione del kernel Gaussiano e generazione della PDF nell'area vulcanica oggetto di studio;
- Calcolo della mappa di suscettibilità da uno o più PDFs. In quest'ultimo caso, QVAST permette l'assegnazione di differenti pesi, cioè la valutazione di quanta rilevanza ha ogni layer.

Nella prima finestra, QVAST consente la selezione di uno dei 3 metodi per stimare la bandwidth ottimale, espressa in metri. Il metodo LSCV (Least Square Cross-Validation) utilizza un approccio iterativo, il metodo di Silverman si basa sull'assunzione che i nuovi vent si localizzeranno secondo una variabile random, e infine il metodo SAMSE che stima la bandwidth ottimale utilizzando le posizioni effettive dei dati, rimuovendo la soggettività dal processo [Figura 1] (Cappello et al., 2012).

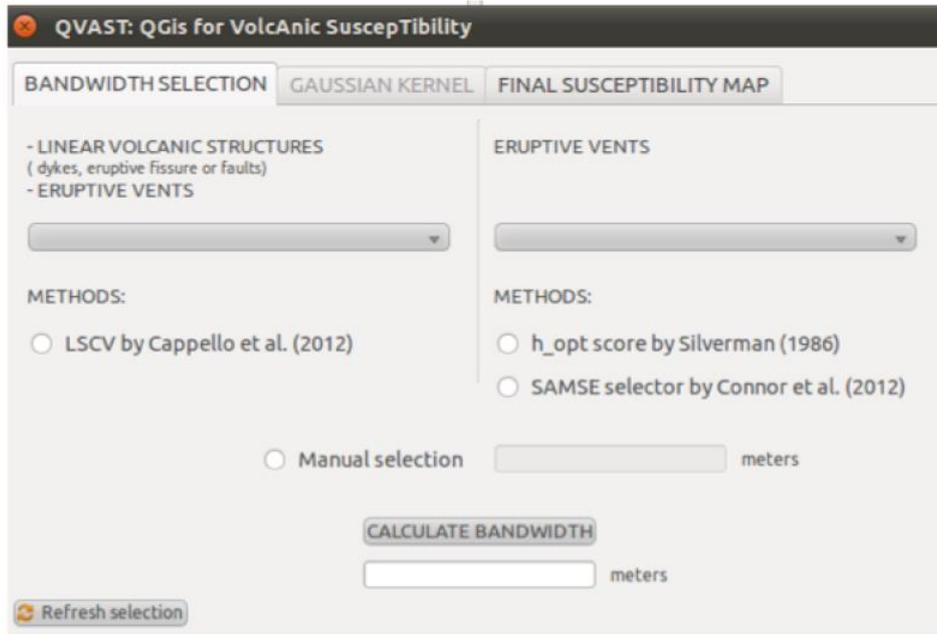


Figura 1 – Prima finestra del software QVAST che consente la selezione della bandwidth.

La seconda finestra abilita la PDF con il kernel Gaussiano da valutare usando la bandwidth ottimale calcolata. Per valutare il kernel Gaussiano del layer selezionato, QVAST richiede dei parametri di input: la superficie sulla quale si vuole mostrare il calcolo (raster), la risoluzione della griglia (che dovrebbe essere chiaramente più piccola della dimensione dell'area vulcanica in esame), il valore della bandwidth, nome e cartella nella quale si vogliono salvare i risultati [Figura 2]. I risultati mostrano la distribuzione della PDF nell'area vulcanica relativa ai layer di input selezionati.

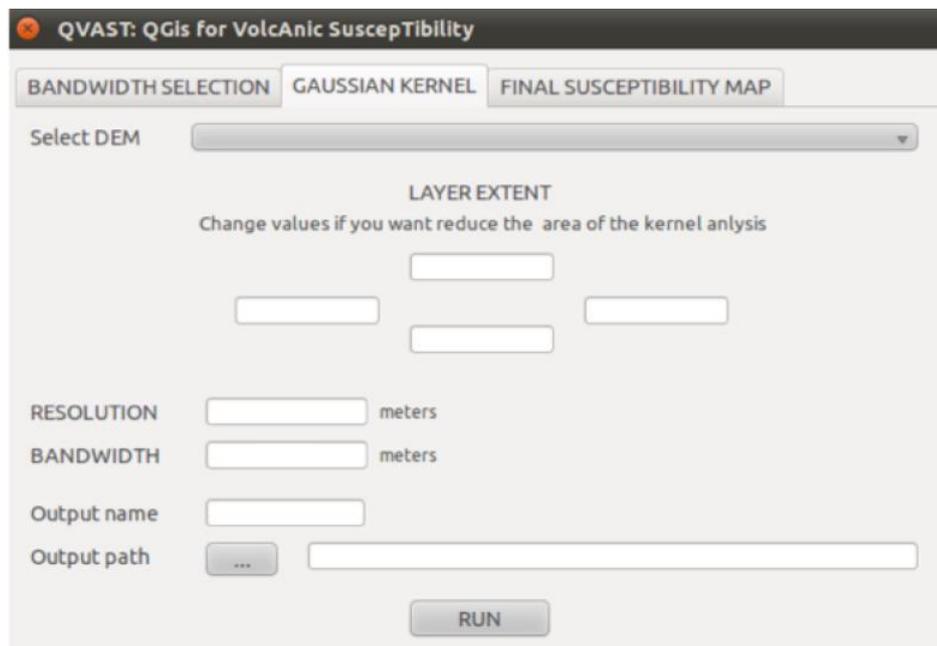


Figura 2 – Seconda finestra del software QVAST che consente la valutazione del kernel Gaussiano.

La terza finestra consente di considerare contemporaneamente diversi layers ai quali è possibile assegnare pesi diversi e quindi calcolare la mappa di suscettività finale [Figura 3]. Una volta definite la dimensione della griglia e il peso per ogni PDF, QVAST calcola la somma ponderata e valuta la mappa finale (raster) che rappresenta la suscettività spaziale. La mappa è presentata in un formato raster GeoTIFF.

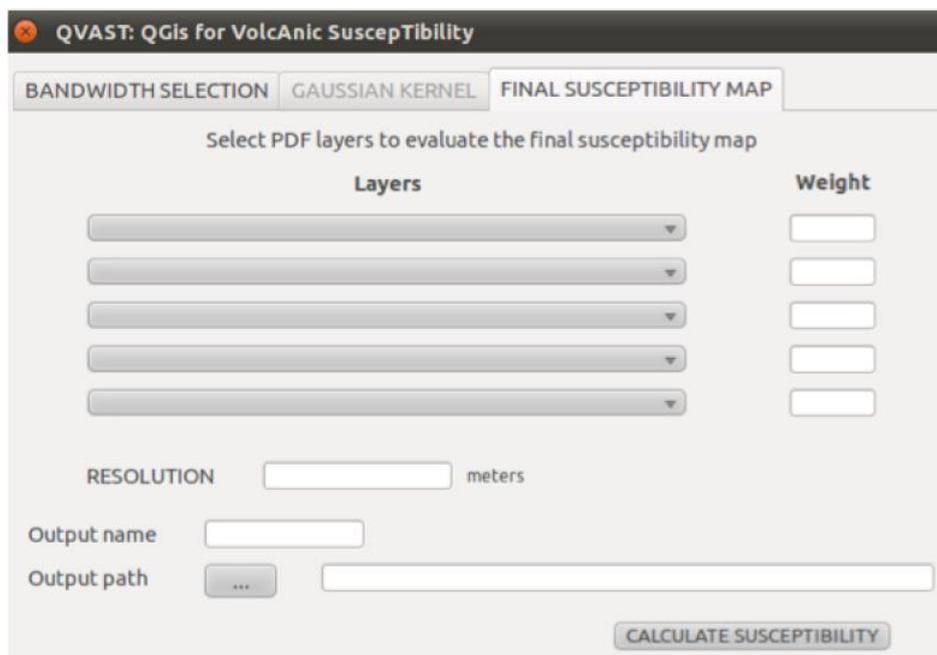


Figura 3 – Terza finestra del software Q-VAST che consente la creazione della mappa finale della suscettività.

2.1.3 Il metodo di analisi multicriterio: AHP

La scelta con la quale si assegnano pesi diversi ai vari layer può essere fatta attraverso una metodologia chiamata AHP (Analitical Hierarchy Process). L' AHP è uno dei metodi di analisi multicriterio e consente prevalentemente di assegnare una priorità ad una serie di alternative decisionali (stimoli) o di mettere in relazione criteri caratterizzati da valutazioni qualitative e quantitative e quindi non direttamente confrontabili, combinando scale multidimensionali di misure in una singola scala di priorità (Mocenni C.).

Il metodo si basa su una serie di confronti a coppie fra i criteri attribuendo ad essi un punteggio di importanza relativa e termina con l'assegnazione di un peso percentuale. Naturalmente la somma di tutti i pesi percentuali deve essere pari al 100%.

Generalmente si considera una scala di valutazione che varia da 1/9 a 9, dove ogni livello della scala corrisponde alla seguente valutazione [Tabella 1]:

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1/9	1/8	1/7	1/6	1/5	1/4	1/3	1/2	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Extreme	Strong	Moderate	Weak or slight	Equal	Weak or slight	Moderate	Strong	Extreme								
← LEAST IMPORTANT								→ MORE IMPORTANT								

Tabella 1 – Scala di valutazione.

Si definiamo A_i il singolo stimolo e a_{ij} il valore numerico risultante dal confronto fra i criteri i e j e consideriamo un numero di criteri pari a n . Il risultato di tutti i confronti (in totale $n(n-1)/2$), genererà la matrice $A_{n \times n}$ che verrà poi utilizzata per creare il vettore dei pesi percentuali (priorità) di ogni singolo criterio. I valori a_{ij} della matrice A sono caratterizzati dalle seguenti proprietà:

1) se $a_{ij} = a$, allora $a_{ji} = 1/a$, con $a > 0$;

2) se lo stimolo A_i è giudicato essere di uguale intensità relativa ad A_j , allora $a_{ij} = a_{ji} = 1$.

In particolare, la diagonale principale della matrice A è composta interamente da valori unitari, ovvero $a_{ii} = 1$.

Per maggior chiarezza occorre precisare che l'indice i rappresenta le righe della matrice dei confronti a coppie, mentre l'indice j indica le colonne; in pratica vengono effettuati i confronti tra gli elementi della regione triangolare superiore della matrice (in giallo, *Tabella 2*) utilizzando poi i reciproci per la parte triangolare inferiore (in celeste), mentre gli elementi della diagonale sono tutti valori unitari (in verde). Di seguito un esempio generico con una matrice 3x3: (*Mocenni C.*).

1	a	b
1/a	1	c
1/b	1/c	1

Tabella 2 – Esempio di matrice 3x3.

Ottenuta la matrice A dei confronti a coppie, per calcolare il vettore dei pesi percentuali da assegnare ad ogni stimolo si inseriscono i valori in un foglio di calcolo automatico Excel.

2.1.4 Scenari eruttivi

Lo step successivo necessario per l'analisi della pericolosità vulcanica consiste nel calcolare diversi scenari come mezzo per valutare la portata potenziale dei principali rischi vulcanici associati e attesi. Dato che il pericolo più temuto a Stromboli sono le colate laviche, la simulazione delle stesse da sorgenti puntuali e fessure viene realizzata attraverso l'uso di **Q-LAVHA** (Quantum-Lava Hazard Assessment, *Mossoux et al., 2016*), un software gratuito in grado di simulare la probabilità di inondazione da flussi di lava a partire da uno o più vents su un Modello Digitale di Elevazione (DEM).

Il software richiede alcuni parametri di input [*Figura 4*] quali:

- definire il DEM sul quale si vuole lavorare, in formato .tiff,
- definire il flusso di lava reale, se si vuole calcolare l'indice di forma,
- definire il nome e il percorso nel quale si vogliono salvare i parametri di input.

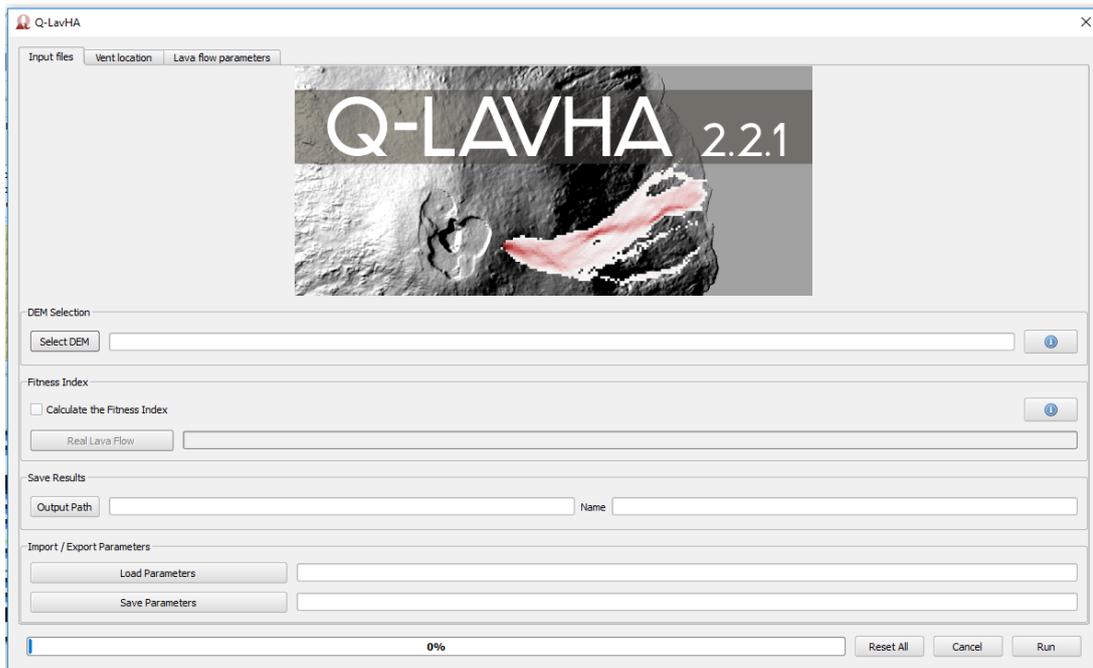


Figura 4 - Prima finestra dedicata ai file di input del software Q-LavHA.

Una volta inseriti questi parametri, si procede con l'assegnazione della localizzazione del vent. Essa può avvenire manualmente, attraverso l'inserimento di coordinate di un punto, una fessura lineare o una superficie (le coordinate possono essere estratte direttamente dal modello), oppure può essere importata tramite shapefile [Figura 5].

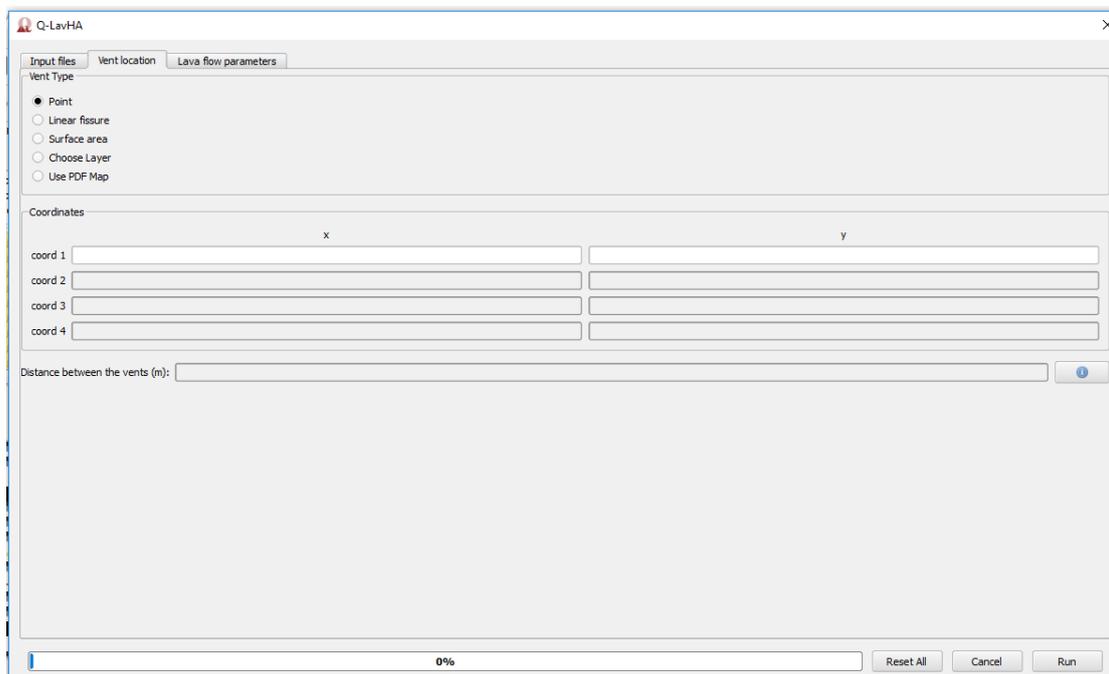


Figura 5 – Seconda finestra dedicata alla localizzazione del vent del software Q-LavHA.

Per ottenere la vera e propria simulazione della propagazione di flussi di lava, occorre inserire dei fattori correttivi che consentono alla lava di superare piccoli ostacoli o depressioni topografiche [Figura 6]:

- Fattore **Hc** è sempre aggiunto al rilievo. È un numero, espresso in metri, che permette di simulare lo spessore del flusso di lava.
- Fattore **Hp** è un altro fattore correttivo topografico, usato solo quando il fattore Hc non è abbastanza.
- **H16**, se il flusso di lava raggiunge una depressione che è troppo profonda per essere superata dai fattori correttivi Hc e Hp, Q-LavHA include l'opzione di considerare i 16 pixel circostanti successivi (H_{16}). Se il flusso di lava può propagarsi oltre questi 16 pixel, allora continuerà il suo percorso; in caso contrario, si fermerà.
- **Probability to the square**: questa opzione, se selezionata, restringe spazialmente i risultati perché aumenta la possibilità di prendere la pendenza più elevata; inoltre induce che il pixel con le più alte differenze di elevazione ottiene una probabilità maggiore di essere percorso.

Successivamente si sceglie uno dei vincoli delle lunghezze dei flussi di lava:

- **Lunghezza massima**: definisce la massima lunghezza, in metri, fino alla quale la lava può scorrere. Questa distanza può essere stimata dallo studio di eventi già avvenuti in passato.
- **Probabilità decrescente**: benché la lunghezza di ciascun flusso di lava non è costante, si può presumere che la probabilità di raggiungere una certa lunghezza possa essere espressa da una funzione di densità cumulativa decrescente che segue una distribuzione normale.
- **Flowgo**: è un modello limitato, si usa solo se i vincoli della lava riflettono bene le proprietà fisiche-reologiche.

Prima di avviare il RUN della simulazione, è opportuno inserire il **numero di iterazioni**, ovvero il numero di flussi di lava che vengono calcolati a partire da un vent. Per avere risultati equilibrati si raccomandano almeno 1500 iterazioni. Si può infine scegliere la **soglia**, ovvero la minima probabilità percentuale considerata nel risultato della simulazione. Nella mappa verranno visualizzati solamente i pixel che hanno una probabilità maggiore della soglia percentuale definita.

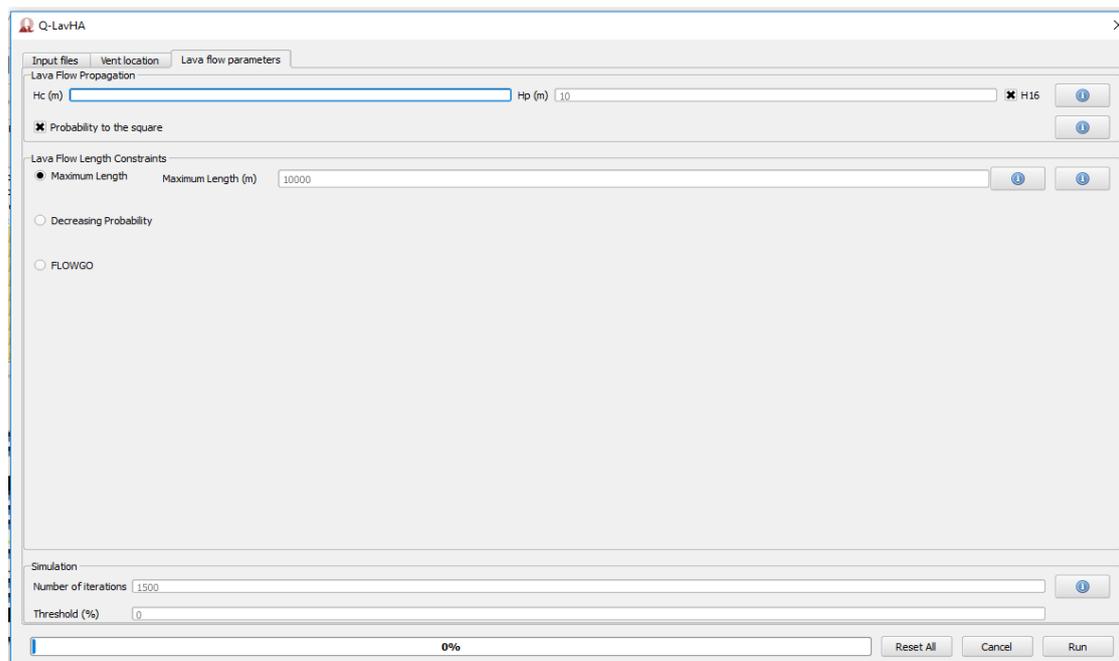


Figura 6 – Terza finestra dedicata ai parametri dei flussi di lava del software Q-LavHA.

Avviando il RUN, si ottiene la mappa della probabilità di inondazione da flussi di lava. (Mossoux et al. 2016).

2.2 RISPOSTA SISMICA

2.2.1 Caratterizzazione dinamica di un suolo: generalità

La crosta terrestre si comporta come un corpo elastico nel breve termine ed è capace di trasmettere e dissipare energia sotto forma di onde sismiche. Queste sono continuamente generate dal moto ondoso degli oceani, dalle piogge o i venti, ma anche dal traffico e da altre attività umane. A queste azioni, fonti dei micro-tremori (*Onori F., 1908*) presenti ovunque nel nostro pianeta, si aggiungono le vere e proprie scosse provocate dai grandi movimenti crostali, ossia i terremoti. Microsismi possono anche essere prodotti artificialmente allo scopo di indagare il sottosuolo e caratterizzare il comportamento dinamico dei terreni.

Le prospezioni sismiche sono metodi di indagine geofisica basati sullo studio della propagazione delle onde sismiche sia naturali (metodi basati sulla misura dei micro-tremori o *sismica passiva*) che generate artificialmente (*sismica attiva*).

Il modo in cui le onde sismiche si propagano e si attenuano nel terreno, dipende sia dal tipo di movimento che dalla composizione e struttura del sottosuolo. Le onde di volume (P e S) si propagano all'interno del substrato e raggiungono la superficie. Le onde di superficie, invece, si generano in corrispondenza delle superfici in cui si annullano gli sforzi di taglio (tipicamente l'interfaccia di contatto terra-aria o terra-acqua).

La risposta elastica ad un impulso si trasmette nel mezzo seguendo le leggi della meccanica ondulatoria. Il fronte d'onda si propaga allargandosi dal punto di origine e subendo fenomeni di riflessione, rifrazione, diffrazione e interferenza. La presenza di superfici a contrasto di impedenza ed interfacce, crea nuovi fronti d'onda (principio di Huygens-Fresnel).

2.2.1.1 Le onde sismiche

Un impulso meccanico su un mezzo con rigidità non nulla, produce onde sismiche di volume (P e S) che si propagano in tutte le direzioni dello spazio. Le onde P o longitudinali, che dilatano e comprimono il volume del mezzo lungo la direzione della propagazione, sono quelle a maggior velocità. Essa dipende dal modulo di Young E e dalla densità del mezzo ρ nei casi monodimensionali.

Le onde S o trasversali, che modificano la forma del mezzo perpendicolarmente alla direzione di propagazione, hanno velocità di propagazione inferiore alle P e vengono quindi percepite successivamente. Tale velocità dipende dal modulo di taglio o rigidezza μ e dalle densità del mezzo ρ .

A differenza delle onde P, quelle S non si propagano in mezzi a rigidità nulla (es. acqua o aria) e un tipo di relazione tra la velocità delle onde P ed S viene definito come coefficiente di Poisson, una delle costanti elastiche fondamentali, con valori compresi tra 0,25 e 0,5 nel sottosuolo.

In presenza di un'interfaccia in cui gli sforzi di taglio si annullano, ad esempio la superficie libera, le onde di volume interagiscono per dare origine a onde di superficie: le onde di Rayleigh e di Love (R e L).

Le onde di Rayleigh esistono anche nei semispazi e si propagano secondo fronti d'onda cilindrici. Queste onde vengono utilizzate, nei metodi di prospezione sismica moderna, per stimare la velocità delle onde S, che è tra il 5 e il 15 % più alta della velocità delle onde di Rayleigh.

Le onde di Love, invece, esistono solo nei mezzi stratificati a gradiente di velocità positivo. Queste onde causano lo spostamento orizzontale durante il terremoto in direzione ortogonale alla direzione di propagazione.

2.2.1.2 Le onde di superficie di Rayleigh e di Love

Sono dette onde di superficie perché l'energia sismica ad esse associata è confinata in prossimità della discontinuità con una ampiezza che decreta in modo esponenziale con la profondità. La loro ampiezza, tuttavia, è notevolmente maggiore rispetto a quella delle onde di volume.

L'**onda di Rayleigh** è generata dall'interazione di onde P e della componente verticale delle onde S (S_v), in presenza di una superficie libera in cui si annullano gli sforzi di taglio [Figura 7a]. L'onda generata si muove su un piano verticale radiale con un moto composto da una componente verticale ed una orizzontale radiale. Il rapporto fra le componenti orizzontale e verticale del moto (rapporto H/V o ellitticità) dipende dalle caratteristiche del sottosuolo, e quindi dalla frequenza di vibrazione, che condiziona la lunghezza dell'onda stessa. La combinazione dei due moti origina in superficie un movimento di tipo retrogrado che passa a progrado allontanandosi dall'interfaccia.

L'**onda di Love** è generata in corrispondenza dell'interfaccia suolo-aria e si manifesta con una oscillazione della superficie ortogonale al moto di propagazione dell'onda [Figura 7b]. È generata dalla rifrazione delle onde S incidenti obliquamente sulla superficie che esalta la componente SH del moto. La velocità delle onde di Love è inferiore a V_s ma maggiore della velocità delle onde di Rayleigh (V_R).

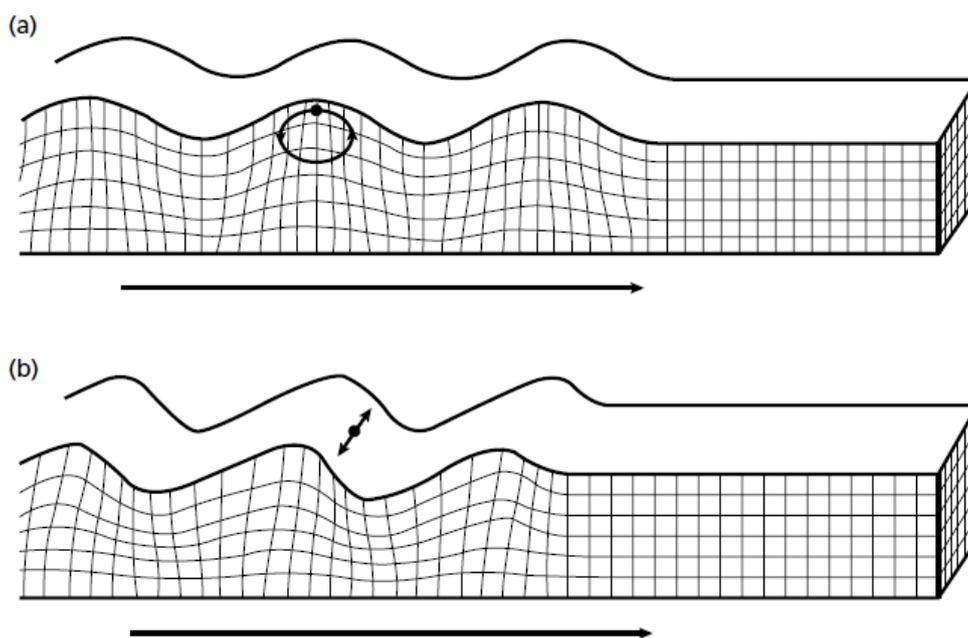


Figura 7 – Deformazione elastica e moti delle particelle terrestri associati al passaggio di onde di superficie. a) Onde di Rayleigh. b) Onde di Love (Bolt, 1982).

Poiché a parità di distanza R da una sorgente le onde di superficie attenuano meno di quelle di volume (R^{-1} contro R^{-2}), è chiaro che un campo d'onde come quello del tremore sismico ambientale, costituito da molte sorgenti, sarà dominato dalle onde di superficie. Anche energizzando con urti od esplosioni superficiali, il treno d'onde sarà particolarmente ricco in onde di superficie.

La relazione $\lambda = V/f$ lega i tre parametri fondamentali del moto ondulatorio: λ è la lunghezza d'onda, V la velocità di propagazione, e f la frequenza dell'onda. A parità di mezzo attraversato (V_s costante) la lunghezza d'onda è inversamente proporzionale alla frequenza e maggior lunghezza d'onda implica, per le onde di superficie, un maggior

spessore dello strato “esplorato”. Viceversa, piccole lunghezze d’onda implicano alte frequenze e ridotte profondità di esplorazione.

Un’onda di Rayleigh di lunghezza d’onda λ induce il massimo spostamento entro una profondità che è circa $\lambda/3$ - $\lambda/2$. Questo vuol dire che quella lunghezza d’onda si muoverà tipicamente alla velocità consentita dai mezzi entro quella profondità. Poiché una sorgente sismica produce onde con diverse lunghezze d’onda, queste si propagheranno con velocità diverse (se il sottosuolo è stratificato) in funzione della loro profondità esplorante ed arriveranno pertanto ai ricevitori in tempi diversi, risultando in un “allungamento” del tempo di arrivo delle diverse armoniche al crescere della distanza dalla sorgente. Questo fenomeno prende il nome di *dispersione* e la curva di velocità in funzione della frequenza (ossia della lunghezza d’onda esplorante) prende il nome di *curva di dispersione*.

Utilizzando geofoni orizzontali e verticali è possibile misurare la dispersione delle onde di Rayleigh e Love (da cui poi ricavare V_s).

L’utilizzo di geofoni verticali permette di lavorare con la sola componente verticale dell’onda di Rayleigh mentre per rilevare l’onda di Love occorre utilizzare geofoni orizzontali disposti trasversalmente al fronte d’onda.

Qualsiasi tecnica basata sulle onde di superficie si configura pertanto come uno stimatore indiretto di V_s , che è un valore importante nella progettazione in zona sismica in quanto descrive la rigidità al taglio dei terreni. Tale valore è peraltro richiesto nella normativa tecnica italiana sulle costruzioni e nelle linee guida per la microzonazione sismica.

Per generare onde di Rayleigh a questo scopo, si può ricorrere a sorgenti attive, che energizzano il terreno, o a sorgenti passive, che sfruttano i microtremiti ambientali. Condizione richiesta è quella di trasmettere l’energia sufficiente nell’intervallo di frequenze di interesse per una specifica applicazione.

Le sorgenti attive possono essere transitorie ed impattanti, come martelli adottati per la generazione di onde ad alta frequenza, e oggetti pesanti lasciati cadere sul suolo che generano armoniche di frequenza più bassa; oppure possono essere sorgenti continue capaci di generare armoniche specifiche.

Le sorgenti passive, invece, registrano il rumore di fondo ambientale, che include sia vibrazioni naturali che antropiche (come traffico veicolare e attività). Un grande vantaggio è che il microtremore ambientale è ricco di armoniche a bassa frequenza, perciò l’indagine sismica passiva fornisce utili informazioni per caratterizzazioni profonde (da decine a centinaia di metri). Tuttavia il livello di dettaglio che si ha in superficie è basso in quanto il microtremore manca di energia ad altra frequenza poiché questa si è attenuata rapidamente con la distanza dalla sorgente. Questo limite può essere superato adottando entrambe le tecniche attiva e passiva.

2.2.2 Caratterizzazione dinamica di un terreno: metodi geofisici

Scopo di qualunque indagine geognostica del sottosuolo è quella di caratterizzarne la struttura e le proprietà fisiche. La velocità delle onde sismiche (V_p e V_s) e il loro comportamento (riflessione, rifrazione, dispersione, ecc.) sono correlabili ai moduli di elasticità e alle geometrie dei mezzi attraversati. Illustriamo nel seguito i metodi attivi e passivi a onde di superficie per la caratterizzazione dinamica dei terreni.

2.2.2.1 Le indagini sismiche attive – MASW

La tecnica **MASW** (Multichannel Analysis of Surface Waves, *Park et al., 1999*) è una tecnica di indagine attiva non invasiva che consente la definizione del profilo di velocità delle onde di taglio verticali V_s , basandosi sulla misura delle onde superficiali fatta in corrispondenza di diversi geofoni posti sulla superficie del suolo. Come descritto in precedenza, il contributo predominante alle onde superficiali è dato dalle **onde di Rayleigh**. Lo scopo di questa tecnica è quindi quello di ricostruire la curva di dispersione, con la quale si assegna un valore alla velocità delle onde di superficie per ogni valore di frequenza. Per ottenere ciò, la prova inizia con lo stendimento sul terreno di almeno due geofoni che fungono da ricevitori, si energizza il suolo con una sorgente e si registra il dato acquisito. Lo schema più utilizzato consiste in uno stendimento lineare di ricevitori (geofoni) equispaziati in linea con la sorgente. Il campo d'onde prodotto dalla sorgente viene quindi campionato lungo una direzione radiale. La disposizione geometrica della strumentazione può essere modificata in base agli scopi dell'indagine, cioè alla profondità di investigazione desiderata e alla risoluzione che si vuole ottenere per i livelli più superficiali. I parametri che possono essere modificati sono:

- la lunghezza dello stendimento,
- la spaziatura intergeofonica,
- la distanza tra la sorgente e il primo ricevitore,
- la frequenza di campionamento.

In teoria non ci sono limitazioni sulla massima lunghezza d'onda (e quindi profondità di indagine) raggiungibile con uno stendimento di lunghezza infinita. In pratica però la quantità di onde che effettivamente raggiunge gli strati profondi dipende dalle caratteristiche di impedenza dei mezzi e nella pratica con stendimenti standard di 20-50 m di lunghezza si esplorano tipicamente 20-50 m o poco oltre, quando i contrasti di impedenza sono deboli.

La spaziatura intergeofonica è la frequenza spaziale di campionamento e determina il massimo numero d'onda acquisibile, che corrisponde alla lunghezza d'onda minima. La più piccola lunghezza d'onda influenza a sua volta la possibilità di distinguere livelli superficiali del terreno (cioè la risoluzione). In generale si può affermare che la minore lunghezza d'onda identificabile è pari ad $\frac{1}{4}$ della distanza intergeofonica. Solitamente vengono utilizzate spaziature comprese tra 1 e 5 metri.

La distanza tra la sorgente e il primo ricevitore è strettamente legata alla presenza degli effetti di campo vicino (near-field). La distanza affetta dalle problematiche di near-field è funzione della lunghezza d'onda. Un'assunzione comune nelle indagini ad onde di superficie è che il campo d'onda comprenda solo onde piane. Se la sorgente e il ricevitore sono posti troppo vicini, questa condizione non è verificata: il fronte d'onda alla sorgente è cilindrico e può essere assunto piano solo dopo una certa distanza. Altro fattore che influenza campionamenti troppo vicini alla sorgente è la presenza di onde di volume P e S che interferiscono con quelle di superficie. Esse attenuano però più velocemente di queste

ultime e la loro influenza decresce rapidamente allontanandosi dalla sorgente. In aggiunta, non sono dispersive. La distanza critica entro la quale si verificano effetti di near-field varia da $\frac{1}{2}$ a 2 volte la minore lunghezza d'onda registrabile.

Il campionamento di un segnale nel tempo rappresenta invece la lettura del valore che il segnale assume in opportuni istanti di tempo. Infatti la registrazione di un segnale comporta la conversione analogica-digitale, attraverso la quale il segnale continuo viene sostituito da una serie discreta di valori ad intervalli di tempo fissati. La conversione analogico-digitale può dar vita al fenomeno dell'aliasing; perciò risulta necessario che il campionamento avvenga con una frequenza f_s che è almeno maggiore del doppio rispetto alla frequenza della massima componente spettrale f_{max} del segnale, come esposto dal teorema di Nyquist-Shannon (1949): $f_s > 2 f_{max}$.

Una volta effettuate le misure in campagna, si procede con la modellazione delle curve di dispersione. È molto importante cercare di identificare il modo fondamentale, ovvero quello che presenta i valori di velocità più bassi, a parità di frequenza (escludendo gli alias spaziali), e interrogarsi poi su quale sia la profondità massima e minima di esplorazione raggiunta dall'indagine. La lunghezza d'onda λ massima riconoscibile dell'onda di Rayleigh è data dal rapporto velocità / frequenza_{min}. L'onda di Rayleigh però causa il maggior spostamento nel sottosuolo ad una profondità che è compresa tra $1/3$ e $1/2$ della sua lunghezza d'onda, per cui si assume che la velocità con cui un'onda di Rayleigh si propaga sia quella del sottosuolo alla profondità compresa tra $\lambda/3$ e $\lambda/2$.

Il modello del sottosuolo in termini di Vs viene poi condotto cercando di riprodurre la curva di dispersione teorica con una sperimentale, ottenuta attraverso modellazione per uno specifico modello di terreno. Tale modello viene modificato fino a che la curva di dispersione teorica riproduce bene quella sperimentale.

I limiti principali della tecnica riguardano l'assunzione di un modello del terreno a strati piani paralleli e la profondità massima di indagine. Quest'ultima risulta essere scarsa nel caso in cui a bassa profondità ci sia un forte contrasto (*Castellaro, 2016*). In questo caso l'energia prodotta da una sorgente convenzionale superficiale rimane quasi tutta confinata nel mezzo tenero e rimane poca energia disponibile per caratterizzare le velocità di propagazione delle onde sismiche nel mezzo rigido e al di sotto di esso (*Bonnefoy et al., 2008*). Altri aspetti delicati nel processo riguardano l'identificazione dei modi superiori e i limiti di interpretabilità della curva a basse frequenze, ossia della determinazione della profondità massima raggiunta dall'indagine.

2.2.2.2 Sismica passiva – Il rumore sismico ambientale

La superficie della Terra è sempre in movimento, anche in assenza di terremoti. Tali vibrazioni prendono il nome di rumore sismico ambientale o, più semplicemente, microtremore, e sono caratterizzati da ampiezze molto piccole, con spostamenti che vanno da 10^{-4} a 10^{-2} mm, inferiori alla soglia di sensibilità umana (*Okada, 2003*). Queste vibrazioni sono l'effetto di varie sorgenti a frequenza diversa, che possono essere sia di natura antropica (frequenze $> 0.5 - 1$ Hz) che naturale (frequenze $< 0.5 - 1$ Hz) (*Gutenberg, 1958; Asten, 1978, Figura 8*).

	Gutenberg (1958)	Asten (1978-1984)
Waves striking the coast	0.05-0.1 Hz	0.5-1.2 Hz
Monsoon / large scale meteorological perturbations	0.1-0.25 Hz	0.16-0.5 Hz
Cyclones over the ocean	0.3-1 Hz	0.5-3 Hz
Local meteorological conditions	1.4-5 Hz	
Volcanic tremor	2-10 Hz	
Urban	1-100 Hz	1.4-30hz

Figura 8 - Sorgenti di rumore sismico in funzione degli intervalli di frequenza, secondo Gutenberg (1958), e Asten (1978-1984).

La molteplicità delle sorgenti e percorsi delle onde rende irregolare il segnale di risposta nel tempo. Questa caratteristica casuale del fenomeno consente però, con elaborazioni statistiche, di ridurre l'effetto della sorgente e di enfatizzare le complessità dell'analisi. Le sorgenti distribuite omogeneamente attorno al sito di misura agiscono in modo casuale (Bormann, 2002), quindi il rapporto spettrale elimina la dipendenza dalle sorgenti, e il segnale ottenuto viene condizionato soprattutto dalla struttura del sottosuolo. Le grandi lunghezze d'onda che caratterizzano il rumore sismico, permettono di indagare il sottosuolo fino a notevoli profondità (decine o centinaia di metri).

Per rilevare il rumore sismico ambientale è possibile usare due tipologie di configurazioni: a stazione singola e ad antenna sismica (*array*). La prima analizza l'ampiezza delle componenti spettrali nelle tre direzioni dello spazio in un singolo punto di misura, la seconda, invece, analizza i rapporti di fase tra i treni d'onda rilevati da più sensori disposti secondo determinate geometrie (Albarello e Castellaro, 2011).

2.2.2.3 Sismica passiva a stazione singola - il metodo H/V

Il metodo H/V fu applicato per la prima volta da Nogoshi e Igarashi (1970) e reso popolare da Nakamura nel 1989. Si tratta di una valutazione sperimentale dei rapporti di ampiezza spettrale fra le componenti orizzontali (H) e la componente verticale (V) delle vibrazioni ambientali sulla superficie del terreno misurati in un punto con un sismometro a tre componenti. Tale prova, viene denominata HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Noise Ratio). Il risultato di questa prova è una curva sperimentale che rappresenta il valore del rapporto fra le ampiezze spettrali medie delle vibrazioni ambientali (asse y) in funzione della frequenza di vibrazione (asse x) (Albarello et al., 2011) [Figura 9].

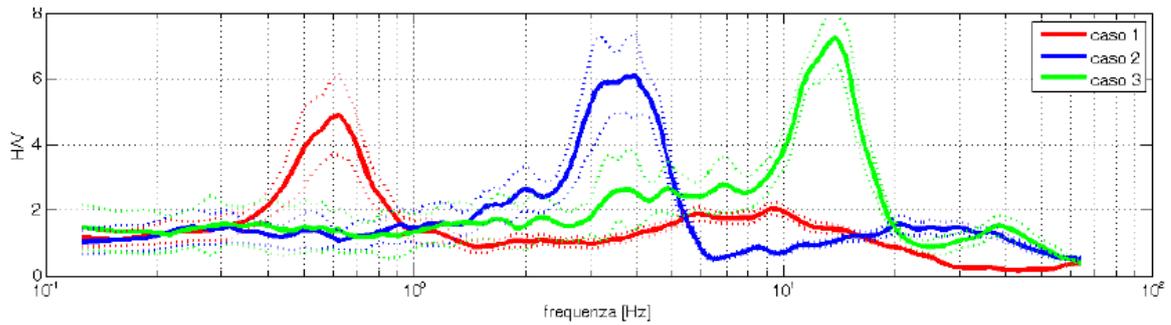


Figura 9 – Esempio di bedrock sismico a diverse profondità che genera risonanze a diverse frequenze. Caso 1: bedrock a 300 m di profondità. Caso 2: bedrock a 20 m di profondità. Caso 3: bedrock a 4 m di profondità (da Castellaro e Albarello, 2011).

Questa prova ha lo scopo principale di mettere in luce la presenza di fenomeni di risonanza sismica e consentire una stima delle frequenze alle quali il moto del terreno può risultare amplificato a causa di questi fenomeni. In generale, la stima della frequenza di risonanza f sarà tanto più precisa quanto maggiore è il contrasto di impedenza sismica responsabile del fenomeno, ovvero dove sono maggiori gli effetti potenzialmente pericolosi. Nel caso di una struttura geologica semplice (in cui un singolo strato, a contatto con l'atmosfera, ricopre un semispazio omogeneo e rigido) è possibile stabilire una relazione fra lo spessore h dello strato, la velocità media delle onde S all'interno di quest'ultimo e la frequenza di risonanza fondamentale f dello strato, con la formula: $f = \frac{V_s}{4h}$.

Dall'equazione risulta evidente che, per stimare il valore di V_s dello strato che risona o stabilirne lo spessore a partire dalla frequenza di risonanza, si necessita di un vincolo su una delle due variabili. V_s può essere dedotta da altre indagini, solitamente multicanali ad onde di superficie, come ad esempio-ReMiTM, SASW, MASW, ecc. Allo stesso modo, lo spessore dello strato è identificabile con indagini dirette (es. penetrometrie) o indirette.

Le misure di microtremore a stazione singola si effettuano per mezzo di sismometri tricomponenti sufficientemente sensibili nell'intervallo di frequenze di interesse ingegneristico (0.1 – 20 Hz). Lo strumento va posto a diretto contatto col terreno e reso solidale con questo, possibilmente senza interfacce intermedie.

Le misure di tipo passivo mirano a determinare caratteristiche medie del moto del suolo associato alle vibrazioni ambientali. Si tratta quindi di misure che devono risultare statisticamente rappresentative del fenomeno analizzato, e perciò devono avere una durata commisurata alla frequenza di indagine di interesse. Il segnale deve poter essere analizzato su finestre di almeno 30 s di lunghezza e si devono avere a disposizione almeno 20-30 finestre su cui effettuare una media.

Prima di qualsiasi interpretazione, è necessario che la curva H/V sia caratterizzata da una deviazione in ampiezza e in frequenza ridotta, ottenuta grazie alla pulizia del tracciato, rimuovendo nella serie temporale tutte quelle finestre caratterizzate da una deviazione del segnale maggiore della media a lungo termine [Figura 10]. Un altro accorgimento necessario è l'osservazione della curva H/V congiunta agli spettri delle singole componenti da cui deriva, in modo tale da distinguere picchi di natura stratigrafica da quelli generati da fonti di disturbo di natura antropica (Albarello e Castellaro, 2011).

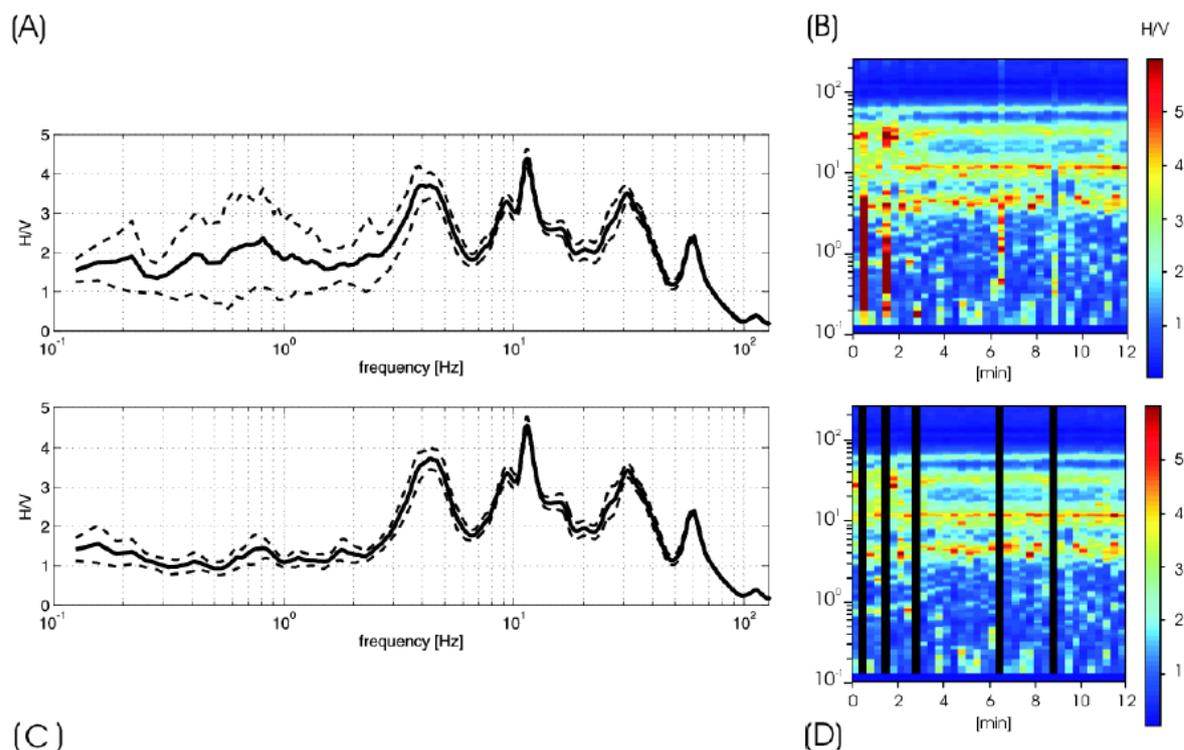


Figura 10 – Pulizia della curva H/V nel dominio delle frequenze. A) curva H/V media e deviazione standard non pulita. B) serie temporale degli H/V per ciascuna finestra di analisi della durata 20s. C) curva H/V e deviazione standard dopo la rimozione dei disturbi. D) serie temporale degli H/V per ciascuna finestra di analisi della durata di 20s. Le bande nere verticali indicano le finestre rimosse perché caratterizzate da disturbi che alterano l'H/V medio. (Castellaro, 2010).

È possibile verificare la significatività statistica delle curve HVSR e dei loro picchi secondo le linee guida espresse nel progetto SESAME (Site EffectS Assessment using Ambient Excitations, 2004). Affinché una misura di HVSR sia considerata valida, essa deve soddisfare tutti e tre i criteri che definiscono la bontà della curva e almeno cinque su sei per la chiarezza dei picchi [Figura 11]. Va notato tuttavia che questi criteri costituiscono solo delle linee guida e che alcuni sono oggi in parte obsoleti.

I criteri che indicano la bontà della curva H/V valutano se la durata totale della registrazione e la durata delle finestre di analisi usate sono adeguate alla frequenza del picco che si sta studiando, gli altri sei dicono quanto la forma del picco assomigli ad una gaussiana e verificano altri criteri sulla deviazione standard della frequenza ed ampiezza del picco (Micromed, 2012).

Max. H/V at 55.94 ± 2.76 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).			
Criteri per una curva H/V affidabile [Devono essere soddisfatti tutti]			
$F_0 > 10 / L_w$	55.94 > 0.50	OK	
$n_c(f_0) > 200$	46987.5 > 200	OK	
$\bar{A}_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ $\bar{A}_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$	Superato 0 su 1154 volte	OK	
Criteri per un picco H/V chiaro [Dovrebbero esserne soddisfatti almeno 5 su 6]			
Exists f^- in $[f_0/4, f_0]$ $A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$	47.656 Hz	OK	
Exists f^+ in $[f_0, 4f_0]$ $A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$			NO
$A_0 > 2$	3.83 > 2	OK	
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \bar{A}_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	0.0241 < 0.05	OK	
$\bar{A}_f < \bar{A}(f_0)$	1.34815 < 2.79688	OK	
$\bar{A}_A(f_0) < \bar{A}(f_0)$	0.1644 < 1.58	OK	

Figura 11 – Esempio di criteri SESAME 2005 applicati ad un picco HVSR (Castellaro 2010).

2.2.2.4 Uso dell’H/V in senso stratigrafico

Come già accennato, a partire da una misura di frequenza di risonanza, tramite l’equazione $f = \frac{V_s}{4h}$, è possibile ottenere una stima delle Vs delle coperture, a patto che sia nota la profondità dello strato che la genera, o viceversa. La condizione indispensabile per trasformare una curva H/V in un profilo Vs è il possesso di un vincolo, che normalmente è la profondità di un contatto tra litologie diverse, noto da prove penetrometriche, sondaggi o trincee esplorative. In assenza di qualsiasi vincolo esistono infinite combinazioni che soddisfano la stessa curva H/V. La prova penetrometrica è quella che meglio si presta a vincolare l’H/V in quanto rende conto delle diverse proprietà meccaniche del terreno, a differenza di un sondaggio. Quando l’uso di queste prove non è possibile, la curva H/V può essere vincolata dal valore di Vs di uno strato superficiale, ottenuto da prove indipendenti, quali quelle “in array” attivo o passivo (SASW, MASW, ReMi, SPAC, ESAC, FTAN...).

I modelli su cui si basano tutte queste tecniche però si fondano sull’assunto di un sottosuolo a strati piani e paralleli.

Un esempio di uso combinato di prove H/V e tecniche in array è riportato in *Figura 12* in cui vengono mostrati gli spettri di velocità di fase dell’onda di Rayleigh derivanti da una prova MASW, e la curva H/V sperimentale e teorica ottenuta per il modello di sottosuolo derivato dal fit congiunto delle due prove.

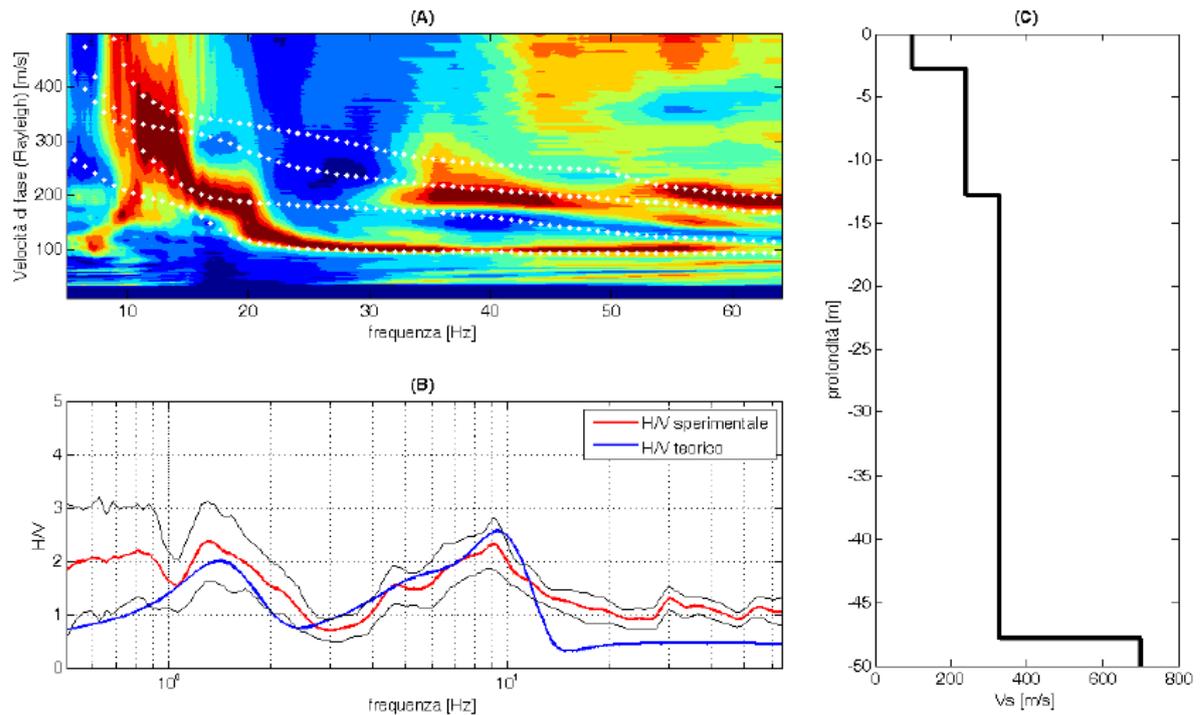


Figura 12 – Esempio di fit congiunto tra spettri di velocità di fase dell’onda di Rayleigh derivanti da una prova MASW (A), e curva H/V sperimentale (B). Quello che si ottiene è il modello del sottosuolo (C), riprodotto anche dalla curva teorica (in blu, figura B) (Castellaro, 2010).

2.2.2.5 Profili di velocità V_{S30} e caratterizzazione dei suoli

I motivi per cui vengono investigate le velocità delle onde di taglio S ai fini della caratterizzazione sismica di un sito sono principalmente due: il primo perché la V_s stima la rigidità μ del terreno secondo l’espressione $\mu = \rho V_s^2$ con ρ = densità, l’altro è che la componente orizzontale SH incidendo perpendicolarmente la superficie dal basso è la responsabile maggiore (insieme alle onde di superficie) delle accelerazioni orizzontali agenti alla base degli edifici.

Le Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC) del 2018 prevedono che si adotti l’equivalente della velocità delle onde di taglio nelle coperture sedimentarie sopra il bedrock. Qualora il bedrock sismico si trovi oltre 30 m, H diventa uguale a 30. Questo valore viene calcolato secondo la seguente espressione:

$$V_{S30} = \frac{H}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{v_i}}$$

Dove h_i e v_i indicano lo spessore in metri e la velocità delle onde S del i -esimo strato, degli N totali, esistenti nei primi H metri di terreno. In funzione del valore che assume il parametro $V_s H$ il suolo ricade in una delle 5 classi previste dalle NTC18. I valori e le descrizioni dei suoli per le varie classi sono visibili in *Figura 13*.

Categoria	Caratteristiche della superficie topografica
A	<i>Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di velocità delle onde di taglio superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie terreni di caratteristiche meccaniche più scadenti con spessore massimo pari a 3 m.</i>
B	<i>Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 360 m/s e 800 m/s.</i>
C	<i>Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 180 m/s e 360 m/s.</i>
D	<i>Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti, con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 100 e 180 m/s.</i>
E	<i>Terreni con caratteristiche e valori di velocità equivalente riconducibili a quelle definite per le categorie C o D, con profondità del substrato non superiore a 30 m.</i>

Figura 13 – *Categorie di sottosuolo che permettono l'utilizzo dell'approccio semplificato per la definizione della risposta sismica (NTC18).*

2.2.3 Analisi di risposta sismica locale

L'analisi di risposta sismica locale è finalizzata alla definizione del moto sismico in superficie in corrispondenza di un determinato sito geologico. Si assume di conoscere l'input sismico alla base del sito in corrispondenza del bedrock e si cerca di comprendere le modifiche che il sito opera sull'input stesso (tramite lo studio geologico, geotecnico e sismico dell'area), al fine di valutare gli effetti prodotti in superficie in termini di accelerazioni massime orizzontali sulle strutture, tradotte per l'ingegneria sismica nei termini di spettri di risposta. Gli spettri di risposta sono utilizzati per valutare la forzante sismica attesa in un determinato sito in termini probabilistici.

Per determinare la Risposta Sismica Locale (RSL) è necessario definire le caratteristiche di sito in termini di:

- Geometria e condizioni del sottosuolo, ovvero l'identificazione di unità omogenee in termini di V_s , assetto strutturale, ecc.
- Proprietà fisiche e meccaniche dei terreni e degli ammassi rocciosi, quindi moduli elastici, velocità delle onde acustiche, densità, ecc.
- Moto sismico di riferimento.

2.2.3.1 Definizione del modello di sottosuolo

Gli input necessari alla definizione quantitativa di una risposta sismica di sito 1D (monodimensionale) sono lo spessore e le proprietà meccaniche degli strati a diverso comportamento fisico. Ovviamente esistono anche codici di calcolo 2D e 3D ma la complessità computazionale ed il numero di parametri che richiedono in input esula dalla presente trattazione.

2.2.3.2 Caratteristiche fisiche degli strati

Ogni strato deve essere caratterizzato in termini di densità ρ , velocità delle onde di taglio V_s e andamento del *modulo di taglio* G e dello smorzamento ε in funzione della deformazione. A causa del comportamento non-lineare del terreno, G varia in modo complesso durante il ciclo ondulatorio, secondo curve isteretiche. L'energia dissipata dipende quindi dal coefficiente di smorzamento ε [%]. Questi parametri possono essere ricavati da misure di laboratorio o estrapolati da prove in situ. In particolare è possibile definire G in base alla V_s e alla densità del materiale ρ secondo la relazione:

$$G = \rho \cdot V_s^2$$

Poiché le prove sperimentali per determinare l'andamento del modulo di taglio e dello smorzamento col livello di deformazione sono costose e rare (prove di taglio ciclico e colonna risonante), frequentemente questi andamenti sono presi da dati di letteratura, con tutte le incertezze che questo comporta.

2.2.3.3 Input sismico

Il modello lineare equivalente necessita di un input d'onda che viene assunto come incidente verticalmente dal basso su strati piano-paralleli. L'onda, descritta in ampiezza nel dominio del tempo, può essere derivata da un input sismico reale (terremoto di riferimento) o da una funzione d'onda artificiale (*Costain et al., 2004*) con idonee caratteristiche.

I sismogrammi di riferimento possono essere acquisiti tramite banche-dati di terremoti (es. ITACA, *ITalian ACcelerometric Archive*, <http://itaca.mi.ingv.it/>) o costruiti al fine di rispondere ai parametri imposti dalle normative tecniche per le costruzioni italiane (NTC 2018) o europee (EC8).

2.2.3.4 Output: spettri di risposta elastica

Scopo della modellazione ai fini della pianificazione urbanistica e della progettazione delle strutture è l'ottenimento degli “*spettri di risposta elastici*” [Figura 14] in quanto questi, per un progettista, rappresentano l'accelerazione orizzontale che la struttura in progetto dovrà essere in grado di sostenere per il terremoto caratteristico atteso nel sito entro il tempo di vita della struttura.

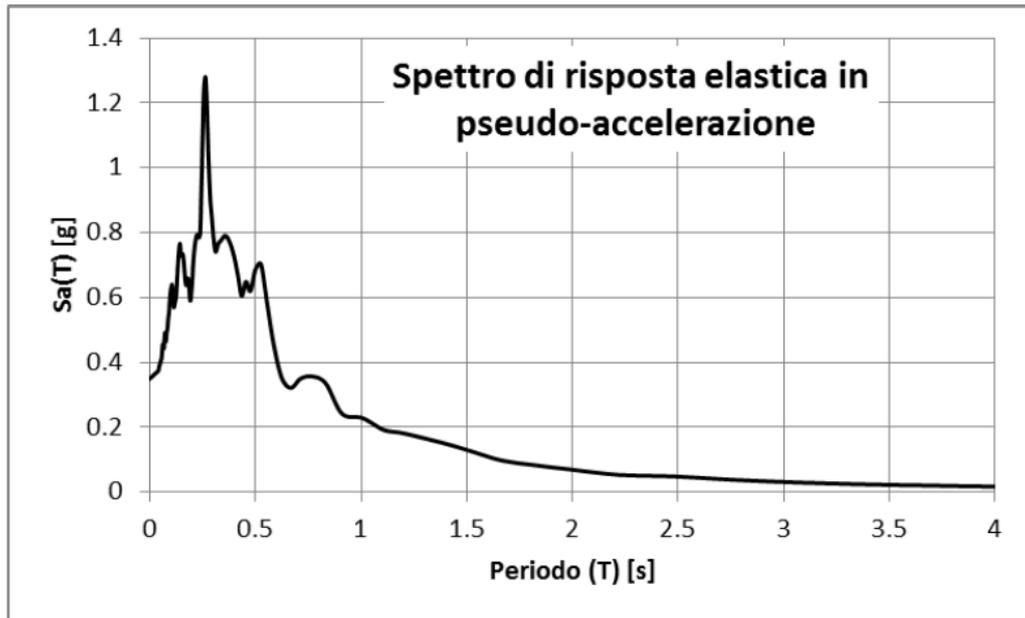


Figura 14 – Esempio di spettro di risposta elastico in accelerazione. La forma dipende strettamente dall'intensità delle diverse componenti spettrali in input (Panzeri, 2013).

La valutazione della risposta sismica locale mediante analisi 1D permette di definire una risposta sismica di terreni non affetti da problematiche bidimensionali (sia sepolte che topografiche).

Lo spettro di risposta rappresenta l'involuppo dei valori di massima accelerazione (relativa ad un riferimento solidale al suolo di fondazione) che verrebbero registrati sulle strutture in funzione del loro periodo proprio e smorzamento, fondate al suolo e libere di oscillare (edificio ideale assimilabile ad un oscillatore con un grado di libertà), sollecitate dal terremoto in input. Il periodo proprio delle strutture è direttamente proporzionale alla massa ed inversamente proporzionale alla rigidità orizzontale, tuttavia per sistemi con distribuzioni di masse e rigidità uniformi lungo l'altezza, la struttura può essere assimilata ad un pendolo matematico inverso il cui periodo dipende principalmente dall'altezza.

La vibrazione acquisita da un oscillatore dipende strettamente dall'impulso che esso riceve: come un'altalena aumenta la sua oscillazione se riceve spinte al momento giusto, allo stesso modo un edificio sarà forzato a vibrare da frequenze vicine alla propria fondamentale. Anche per questo motivo i terremoti non hanno lo stesso effetto su tutte le strutture e, a parità di magnitudo, possono avere effetti assai diversi sulla stessa struttura in base al proprio contenuto spettrale.

CAPITOLO 3

AREA DI STUDIO: ISOLA DI STROMBOLI

3.1.1 Inquadramento geografico e geologico

Stromboli è l'isola vulcanica situata più a Nord-Est dell'arcipelago delle Isole Eolie, a circa 90 km dalle coste della Sicilia. L'arcipelago è posto nel bacino Tirreno del Mar Mediterraneo occidentale, ed è composto dalle 7 isole vulcaniche: Lipari (36.7km²), Salina (26.8 km²), Vulcano (21 km²), Stromboli (12.6 km²), Filicudi (9.5 km²), Alicudi (5.2 km²) e Panarea (3.4 km²) [Figura 15a]. La forma pressoché anulare formata dall'insieme delle isole dell'arcipelago, non è casuale. Stromboli infatti fa parte del cosiddetto arco vulcanico Eoliano, una struttura geologica molto complessa ed articolata, il cui sviluppo si è compiuto nel corso del Quaternario (dal Pleistocene all'Olocene) e deve considerarsi ancora in atto nel presente. Si ipotizza che il magmatismo eoliano sia correlato alla subduzione, ancora in atto, della litosfera oceanica Ionica al di sotto dell'Arco Calabro, dove sono di fatto situate le isole Eolie. Questa ipotesi trova conferma grazie al riconoscimento di un profondo Piano di Benioff inclinato di circa 70-80° sotto l' arco calabro, nella porzione nord-occidentale, scoperto grazie alla distribuzione dei terremoti con ipocentro intermedio (fra i 70 e 300 km di profondità) e profondo (oltre i 300 km di profondità). La sismicità profonda è limitata al settore orientale dell'arco, mentre è assente al di sotto delle isole occidentali. (Guerra et al.)

Attualmente solo Stromboli, Vulcano e Lipari sono considerate attive.

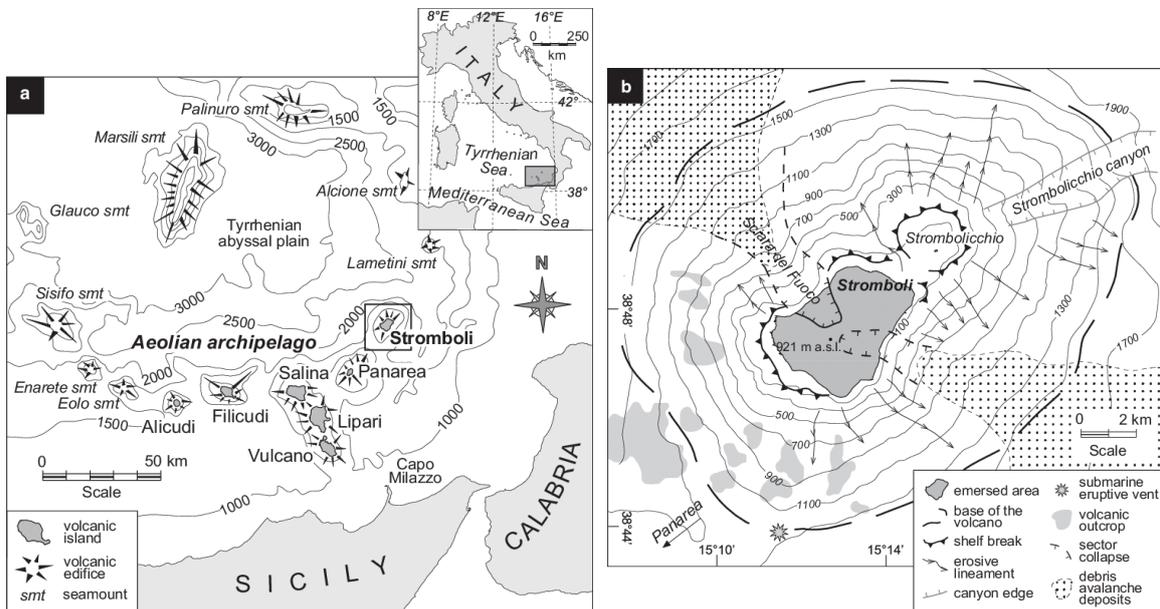


Figura 15a- Localizzazione dell'isola di Stromboli nel settore orientale dell'arco Eoliano, a Sud del Mar Tirreno (batimetria modificata di Beccaluva et al. 1985).

15b – Mappa strutturale dell'area emersa di Stromboli (modificata da Romagnoli et al. 2013).

L'edificio vulcanico di Stromboli [Figura 15b] raggiunge una quota massima di 921 mslm e profondità comprese tra 1300 m e 2400 m al di sotto del livello del mare (Francalanci et al. 2013). Proprio per la sua morfologia, su di esso sono presenti solo due piccoli centri abitati: San Vincenzo a Nord e Nord-Est composto dai borghi di Scari, Piscità e Ficogrande; e Ginostra a Sud-Ovest, raggiungibile solo via mare.

Stromboli è l'ultima fra le isole Eolie ad essere emersa dal mare. La sua nascita è stata preceduta da quella dello Strombolicchio, un piccolo vulcano di cui attualmente rimane solo la lava consolidatasi nel condotto eruttivo, mentre il cono vulcanico è stato completamente demolito dal mare.

L'attuale conformazione morfologica dell'isola è il risultato di sovrapposizioni di vari apparati vulcanici, tuttora riconoscibili, sviluppati nel corso di una lunga attività eruttiva e poi in parte demoliti dalle medesime eruzioni, dall'erosione e da vari episodi di collasso laterale.

3.1.2 Evoluzione e storia eruttiva

La storia eruttiva, magmatica e vulcano-tettonica di Stromboli, è sinteticamente descritta nella più recente mappa geologica in scala 1:10.000 (*Francalanci et al. 2013; Lucchi et al., 2013*). L'evoluzione geologica della porzione emersa di Stromboli avviene pressoché interamente negli ultimi 85 ka, ad esclusione del neck lavico di Strombolicchio al quale è attribuita un'età di circa 205ka. La crescita della struttura vulcanica è avvenuta attraverso un'alternanza di fasi costruttive e fasi distruttive (caldere e collassi di settore).

Dalla stratigrafia di Stromboli vengono distinte sei epoche eruttive [*Figura 16*]. Queste epoche sono caratterizzate da una determinata locazione dei centri eruttivi attivi e da una particolare composizione chimica dei prodotti eruttati. Le epoche eruttive sono interrotte dalle maggiori fasi erosive che corrispondono a periodi di quiescenza, dovuti a loro volta ai principali collassi di caldera e collassi laterali, i quali generalmente hanno causato una sostanziale modificazione del sistema magmatico superficiale che porta i più importanti cambiamenti nella composizione magmatica (*Francalanci et al. 2013*).

Le epoche eruttive vengono ulteriormente divise in sequenze eruttive separate da brevi periodi di quiescenza, caratterizzati dalla formazione di discontinuità erosive marcate da paleosuoli, e da collassi vulcanici minori che non modificano la composizione magmatica dei prodotti eruttati.

Le sequenze eruttive sono a loro volta suddivise in eruzioni, fasi eruttive e impulsi che producono una quantità di materiale registrato in distinte unità eruttive (*sensu Fisher & Schmincke 1984*).

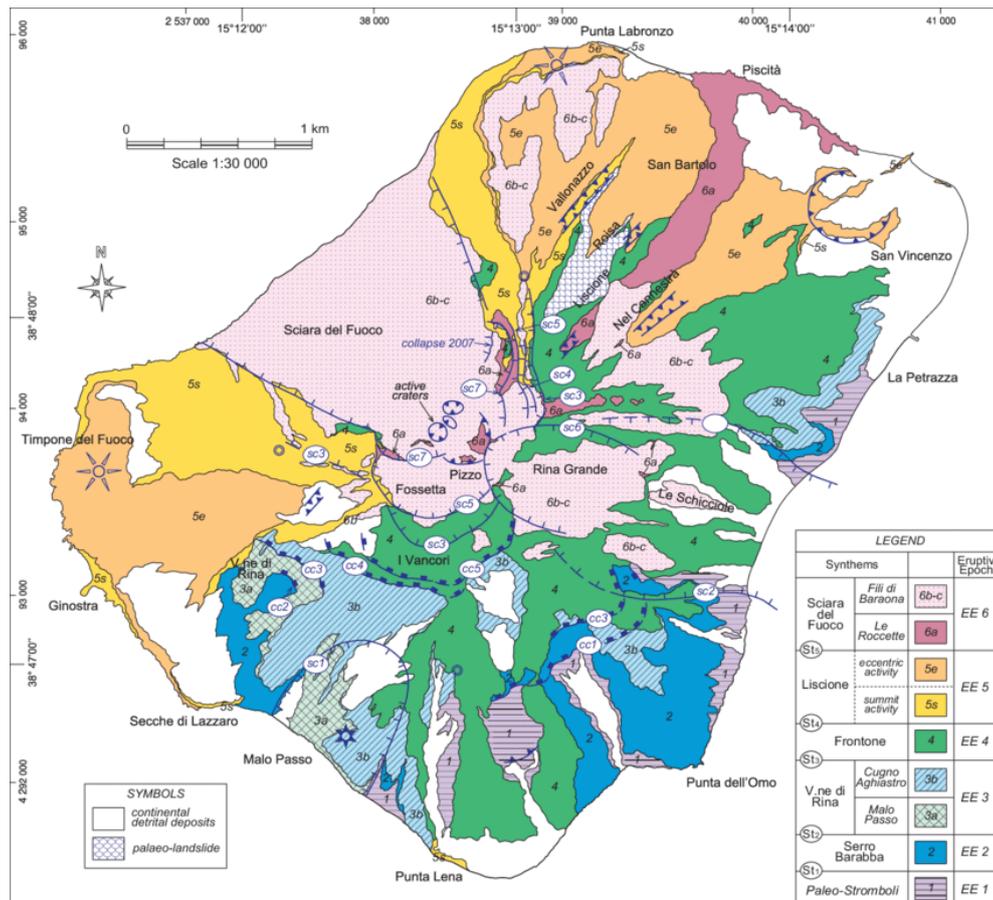


Figura 16 – Mappa geologica schematica di Stromboli (scala 1:30 000), in cui vengono rappresentate le 6 Epoche Eruttive della storia di Stromboli (c. 85ka – oggi). (Semplificazione della mappa geologica 1:10 000 Lucchi et al. 2013, Francalanci et al. 2013).

Epoca Eruttiva 1, Sintema Paleo-Stromboli (c.85-75ka) → Formata dai più antichi prodotti ritrovati sull'isola e concentrati nel fianco a sud-est, consiste in flussi di lava e prodotti piroclastici caratterizzati da una distribuzione radiale e immersione verso l'esterno con angoli variabili tra i 15 e i 35° (Francalanci et al. 2013). Questi rappresentano i residui del grande stratocono Paleostromboli I esistente prima del collasso della caldera indicata con la sigla *cc1*.

Epoca Eruttiva 2, Sintema Serro Barabba (c.67-54ka) → Inizia dopo il collasso della caldera *cc1* a cui segue un periodo di quiescenza del vulcano (75-67ka). I vents attivi durante quest'epoca, erano localizzati dentro l'area di collasso e producevano spesse successioni di flussi di lava da andesiti-basaltici ad andesitici. L'attività iniziale dell'Epoca 2 ha dato origine alla successione di colate laviche della Formazione Lower Rina, ed è continuata con le lave della Formazione L'Omo. Questi prodotti vulcanici affiorano lungo i fianchi dello stratocono di Paleostromboli II, la cui sommità è stata troncata dal collasso di caldera *cc2* esposto a un'altezza di 350m nella zona di V.ne di Rina. Durante il periodo di quiescenza che segue la fine dell'attività dell'Epoca 2, i fianchi sud-orientali dell'edificio vulcanico Paleostromboli II furono interessati dal collasso laterale *sc1*, il primo nella storia di Stromboli.

Epoca Eruttiva 3, Sintema V.ne di Rina (c.41-34ka) → Successivamente al periodo di quiescenza associato al collasso di caldera *cc2*, l'Epoca 3 porta alla costruzione dello stratocono di Paleostromboli III. I Vent eruttivi erano situati all'interno dell'area di collasso e

mostrano un comportamento eruttivo omogeneo caratterizzato da fasi alternate di attività da effusive a stromboliane. Questo ha prodotto differenti successioni di flussi di lava e caduta di scorie separate da discordanze angolari e minori discontinuità erosive. L'attività del Paleostromboli III fu interrotta dal collasso di caldera *cc3*.

Epoca Eruttiva 4, Sintema Frontone (*c. 26-13ka*) → Inizia dopo il prolungato periodo di quiescenza (34-26ka) associato allo sviluppo del collasso di caldera *cc4*, e porta alla costruzione dello stratocono Vancori. Il collasso di caldera causò una possibile riorganizzazione del sistema magmatico superficiale delineato da una variazione della composizione dei prodotti, da basalti a trachiti. L'attività di Vancori ha prodotto spesse successioni di flussi di lava e prodotti piroclastici che hanno riempito la depressione della caldera *cc4*, e sono fluite nella maggior parte dei fianchi di Stromboli, riempiendo così anche la depressione morfologica del collasso laterale di Rina Grande.

Epoca Eruttiva 5, Sintema Liscione (*c. 13-4ka*) → Si tratta dell'attività eruttiva detta di Neostromboli, in età olocenica. Ad essa si riferiscono spesse successioni di sottili flussi di lava incorporati all'interno di breccie a composizione potassica, e caratterizzate dalla presenza di grandi cristalli di clinopirosseno e olivina. Le lave del Neostromboli sono esposte per lo più lungo i bordi del collasso della Sciara del Fuoco. La maggior parte di questi flussi di lava sono stati emessi dalle regioni sommitali, con bocche eruttive localizzate all'interno dell'area di collasso del Vancori Superiore nella zona occupata dai crateri attualmente attivi di Stromboli. I flussi di lava hanno attraversato diverse fasi successive di riempimento e rottura della depressione del collasso, e occasionalmente anche oltrepassato i bordi laterali invadendo i settori nord-orientali e occidentali di Stromboli, evitando di fluire verso i fianchi orientali e meridionali solo grazie alla ripida testata prodotta dal collasso del Vancori Superiore (*sc3*). Insieme all'attività sommitale del Neostromboli, si è verificata una serie di eruzioni sul fianco a partire da bocche eruttive laterali, con un andamento NE delle fessure eruttive situate lungo le pendici inferiori dei fianchi Nord-est e Ovest di Stromboli.

L'Epoca Eruttiva 5 è formata da tre sequenze eruttive successive, interrotte da due fasi di quiescenza e discordanze erosive associate a ricorrenti collassi di settore lungo i fianchi Nord-occidentali di Stromboli (*sc4*, *sc5*).

Epoca Eruttiva 6, Sintema Sciara del Fuoco (*< 2.4 ka*) → I prodotti di quest'epoca sono stati eruttati durante gli ultimi 2 millenni, in seguito al periodo di quiescenza che segue la fine del Neostromboli, associato al collasso *sc5b*. Questo periodo di attività è chiamato *Recent Stromboli*. Il vulcanismo ad esso associato è caratterizzato da un'attività della bocca eruttiva centrale e sommitale, e un'eruzione minore da una fessura laterale lungo il fianco Nord-orientale di Stromboli (San Bartolo). I centri eruttivi sommitali sono localizzati dentro la depressione morfologica formata dal collasso del Vancori superiore (*sc3*) e dal collasso di settore del Neostromboli (*sc4*, *sc5a*, *sc5b*). Questi collassi hanno dato origine ad una grande area di collasso multifase ad immersione NW con caratteristiche morfologiche simili alla forma attuale della Sciara del Fuoco. Le unità dello Stromboli recente vengono raccolte in affioramenti sparsi a causa sia di processi vulcano-tettonici del collasso *sc7a,b* sia per la copertura quasi continua di prodotti scoriacei legati all'attività attuale, il che rende difficile stabilirne la successione stratigrafica. Recent Stromboli è composto da tre successivi periodi di attività corrispondenti all'attività di Pizzo (Epoca 6a), e due successive fasi della cosiddetta Present-day activity (Epocche 6b, 6c). Questi periodi eruttivi sono separati da fasi di quiescenza a breve termine.

Epoca 6a, Subsintema Bastimento: le prime fasi dell'Epoca 6 si svilupparono in epoca romana dalla bocca eruttiva di *Pizzo*. L'attività di *Pizzo* è caratterizzata da eruzioni esplosive ricorrenti separate da periodi di quiescenza di breve durata o bassa attività. Queste hanno prodotto depositi scoriacei caratterizzati tipicamente dall'assenza di due diverse componenti juvenili, distintivo della attività odierna. Circa 2.4 - 2 ka, un'attività monogenetica eccentrica lungo il fianco nord-orientale di Stromboli ha prodotto la colata lavica di *San Bartolo*. Questo deposito di lava proveniva da una fessura a tendenza NE posta ad un'altitudine di 600 - 650 m vicino a Liscione. La composizione del magma è simile alla componente juvenile riscontrata nella successione di *Pizzo*.

Epoca 6b, Subsintema Le Roccette: quest'epoca è contrassegnata dalla nascita dell'attuale attività di Stromboli. Si presume che questo sia un periodo di attività esplosiva con gli stessi tipi di eruzioni e comportamenti dell'attività stromboliana osservata oggi. Di conseguenza, l'attività attuale è costituita da esplosioni da persistenti a quasi persistenti, ritmiche e intermittenti, da lievi a moderate, periodicamente alternate a eruzioni di energia più elevata che prendono il nome di parossismi.

Epoca 6c, Subsintema Fili di Baraona: il vulcanismo di Stromboli si rinnova dopo il collasso laterale *sc7* con le caratteristiche tipiche dell'attuale attività. Questa è l'attività dei crateri attualmente attivi situati a circa 750 mslm, al di sotto del rilievo di *Pizzo*. L'area craterica attiva è costituita da tre crateri principali (Cratere Sud-Ovest, centrale e Nord-Est) e altre aperture minori o fessure allineate lungo il principale allineamento strutturale NE-SW di Stromboli. Questi crateri e fessure hanno prodotto spessi accumuli di prodotti scoriacei che sono per lo più depositati all'interno della depressione della Sciara del Fuoco e nell'area intorno ai crateri, costituendo la maggior parte della formazione detta appunto Sciara del Fuoco. L'attività più frequente è caratterizzata da fasi esplosive da persistenti a quasi persistenti, e da lievi a moderate. Eruzioni di energia superiore (parossismi) interrompono episodicamente la persistente attività stromboliana e producono strati di materiali da caduta come blocchi e bombe scoriacee che possono coprire la maggior parte dei fianchi di Stromboli, raggiungendo i pendii più bassi e occasionalmente colpendo le aree abitate.

3.1.3 Caratteristiche dell'attività eruttiva attuale di Stromboli

L'attività eruttiva di Stromboli è caratterizzata dal tipico stile eruttivo "stromboliano" che consiste in modeste esplosioni di gas (1-2 s) associate ad emissione di piccole quantità di materiali incandescenti, e da continuo rilascio di gas passivo dall'area craterica attraverso un diffuso degassamento di fumarole. I gas emessi durante le esplosioni stromboliane hanno diverse composizioni chimiche da quelle rilasciate durante il degassamento passivo, in fase di quiescenza (*Rosi et al. 2013*).

Ci sono tre tipi di attività eruttiva a Stromboli:

- normale attività stromboliana.
- esplosioni violente, caratterizzate da eventi più intensi ma di breve durata, definiti parossismi.
- emissioni di flussi di lava entro l'area della Sciara del Fuoco.

Attività stromboliana normale → Consiste in esplosioni da piccole a moderate intervallate da brevi periodi di tempo dell'ordine di secondi, che eiettano scorie, lapilli, bombe, ceneri e blocchi litici [*Figura 17*]. Nonostante il vulcano sia considerato in stato di equilibrio, ci sono talvolta delle variazioni dei parametri geofisici e geochimici del magma

che si traducono in cicliche variazioni dell'attività vulcanica, con esplosioni più o meno deboli.

La frequenza delle eruzioni è di circa 7-17 eventi all'ora, della durata di 4-30 secondi ciascuno. I materiali emessi possono raggiungere anche i 400m di altezza, e ricadere tramite traiettorie balistiche a decine o centinaia di metri di distanza dal vent. Tuttavia, i volumi di magma eruttati sono modesti, dell'ordine di 0.01 m³/s.

Negli ultimi anni l'attività normale di Stromboli si è fermata totalmente per alcuni mesi dopo le eruzioni effusive del 2002-2003 e 2007 (Rosi et al. 2013).

Esplosioni violente o parossismi → Eruzioni di maggiore intensità dell'attività normale, con il coinvolgimento simultaneo di più vent, e una velocità di emissione di materiale molto elevata. Queste esplosioni interrompono di tanto in tanto l'ordinaria attività di Stromboli, lanciando in aria pesanti blocchi di lava che occasionalmente raggiungono i centri abitati dell'isola. I volumi di prodotti eruttati sono nettamente maggiori rispetto all'attività ordinaria, 10² - 10³ m³ per parossismi a piccola scala, e 10⁴ - 10⁵ m³ per parossismi a grande scala (Rosi et al. 2013).

Flussi di lava → Si tratta di occasionali eruzioni effusive, durante le quali vengono emesse colate laviche dai vent sommitali o da fessure lungo la Sciara del Fuoco, con la lava che scende lungo la depressione di collasso e raggiunge frequentemente il mare alimentando delta lavici (poi rapidamente erosi dal mare).



Figura 17 – Esplosione moderata dell'attività Stromboliana normale (11/06/18).

3.1.4 Pericoli legati a Stromboli

Stromboli è uno dei vulcani più controllati e monitorati al mondo, e nonostante la sua attività normale non desti preoccupazioni per gli abitati di Ginostra e San Vincenzo, esistono una serie di fenomeni pericolosi legati al vulcano (da *Rosi et al., 2013*): Caduta balistica, Caduta di tephra, Correnti piroclastiche, flussi di lava e tsunami.

Caduta balistica → Il più frequente pericolo legato alle eruzioni a Stromboli è dato dagli eventi esplosivi ad alta intensità che scagliano in aria grossi frammenti di roccia fino ad altezze di circa 1 km. Negli ultimi 20 anni sono avvenuti più di 30 parossismi a piccola scala caratterizzati dall'emissione di bombe e blocchi decimetrici caduti sui sentieri utilizzati normalmente per la salita ai crateri sommitali. Nei 18 parossismi a grande scala degli ultimi 110 anni invece, sono stati emessi blocchi con diametri fino a 2 metri, e bombe che hanno raggiunto notevoli distanze dall'area craterica, compreso i centri abitati dell'Isola, e ponendo quindi notevole pericolo per le persone e le infrastrutture (*Rosi et al. 2013*).

Caduta di tephra → Con il termine tephra si intende l'insieme dei materiali piroclastici prodotti durante un'eruzione vulcanica, al di là della loro composizione o dimensione. Questi materiali durante gli eventi parossistici vengono generalmente dispersi attraverso una colonna convettiva di alcuni chilometri d'altezza. Questo non costituisce un pericolo per le aree abitate, ma nelle aree prossimali la caduta di questi prodotti genera dei depositi fino a metri di spessore rappresentando una minaccia per le persone presenti nelle aree sommitali e nei bordi della Sciara del Fuoco.

L'altezza della colonna eruttiva è fortemente correlata alla scala dell'evento parossistico: parossismi a piccola scala sono associati a colonne eruttive alte fino a 1000 m al di sopra del vent; mentre parossismi a grande scala hanno colonne eruttive che raggiungono e superano anche i 3000-4000 m. Cenere e lapilli sono dispersi nella direzione dei venti dominanti (*Rosi et al. 2013*).

Agli eventi parossistici si associano occasionalmente onde d'urto avvertite fino a distanze di 80km, fino a Calabria e Sicilia.

La caduta di materiali incandescenti sulla vegetazione presente nei pendii del vulcano può scatenare incendi, talvolta alimentati dai forti venti.

Correnti Piroclastiche (Pyroclastic Density Currents) → Sono considerate come un fenomeno sporadico a Stromboli, avvenuto solamente durante l'esplosione del 2007 e localizzato nella porzione superiore della Sciara del Fuoco. Rappresenta quindi un pericolo minore perchè raro.

Flussi di lava → Il vulcano è caratterizzato dalla episodica emissione di colate laviche. Negli ultimi tre secoli, lungo la depressione della Sciara del Fuoco sono scesi flussi di lava di tipo aa e pahoehoe, ovvero colate di lave mafiche a moderata velocità. Non si esclude però la presenza di flussi di lava alimentati dall'apertura di fessure al di fuori della Sciara del Fuoco, come la colata di San Bartolo, che formò il delta lavico sul quale ora è costruito l'abitato di Piscità.

Tsunami → Vengono innescati generalmente durante fasi di intensa attività vulcanica, prevalentemente in relazione a frane (anche sottomarine) o collassi di settore. Eventi di questo tipo si sono verificati negli anni 1916, 1919, 1930, 1944, 1954, 1954 e 2002.

3.1.5 Sismicità di Stromboli

La sismicità di Stromboli comprende attività esplosive, tremore vulcanico ed eventi vulcano-tettonici (*Gambino et al., 2017*). Studi sulla sorgente sismica hanno consentito di caratterizzare l'attività sismica di Stromboli e di evidenziare che il segnale dovuto all'attività esplosiva ed il tremore vulcanico hanno origine a piccola profondità, in una zona che si trova circa 200 m al di sotto dell'area craterica. Uno studio del 2003, condotto utilizzando i dati di una rete densa di sismometri a larga banda, ha consentito di determinare i meccanismi di sorgente e la localizzazione degli eventi a frequenza molto bassa associati alle esplosioni stromboliane. Questa analisi è stata effettuata applicando una tecnica basata sulla minimizzazione dell'errore residuo fra i dati osservati ed i sismogrammi teorici associati ad una sorgente puntiforme posta all'interno di un mezzo elastico omogeneo, calcolati con un metodo alle differenze finite che tiene conto anche degli effetti topografici. I risultati indicano una posizione della sorgente degli eventi compresa tra 260 e 220 m al di sotto e circa 160 m a Nord-Ovest dell'area craterica. Il meccanismo di sorgente è risultato compatibile con una frattura attraverso cui passa il magma, orientato NE-SO con inclinazione di 60 gradi verso Nord che costituisce il condotto che alimenta l'attività esplosiva stromboliana (*sito INGV*).

3.1.5.1 Classificazione sismica

A seguito del terremoto che ha colpito il Molise il 31 ottobre del 2002, fu emanata l'OPCM n. 3274/2003 che prevedeva una nuova classificazione sismica dei comuni italiani, basata sulla Mappa di Pericolosità Sismica (MPS04, *Meletti e Montaldo, 2007*) [Allegato2]; questa è diventata ufficialmente la mappa di riferimento per il territorio nazionale con l'emanazione dell'OPCM 3519/2006 e a questa fanno riferimento, per l'azione sismica, le nuove Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC18).

Il territorio nazionale è suddiviso in maglie di 5 x 5 chilometri [*Figura 18*] per ognuna delle quali è fornita una stima della pericolosità sismica su base probabilistica che tiene conto dell'intera storia sismica riportata nel catalogo sismico nazionale (*Locati et al., 2011*). Il parametro di riferimento è a_{g0} (o PGA_0 = Peak Ground Acceleration), ossia l'accelerazione orizzontale massima attesa (in $g = 9,81 \text{ m/s}^2$) su substrato omogeneo in roccia, senza effetti di amplificazione locale (*bedrock* con $V_s > 800 \text{ m/s}$), con probabilità di superamento del 10% in 50 anni (corrispondente a un periodo di ritorno di 475 anni).

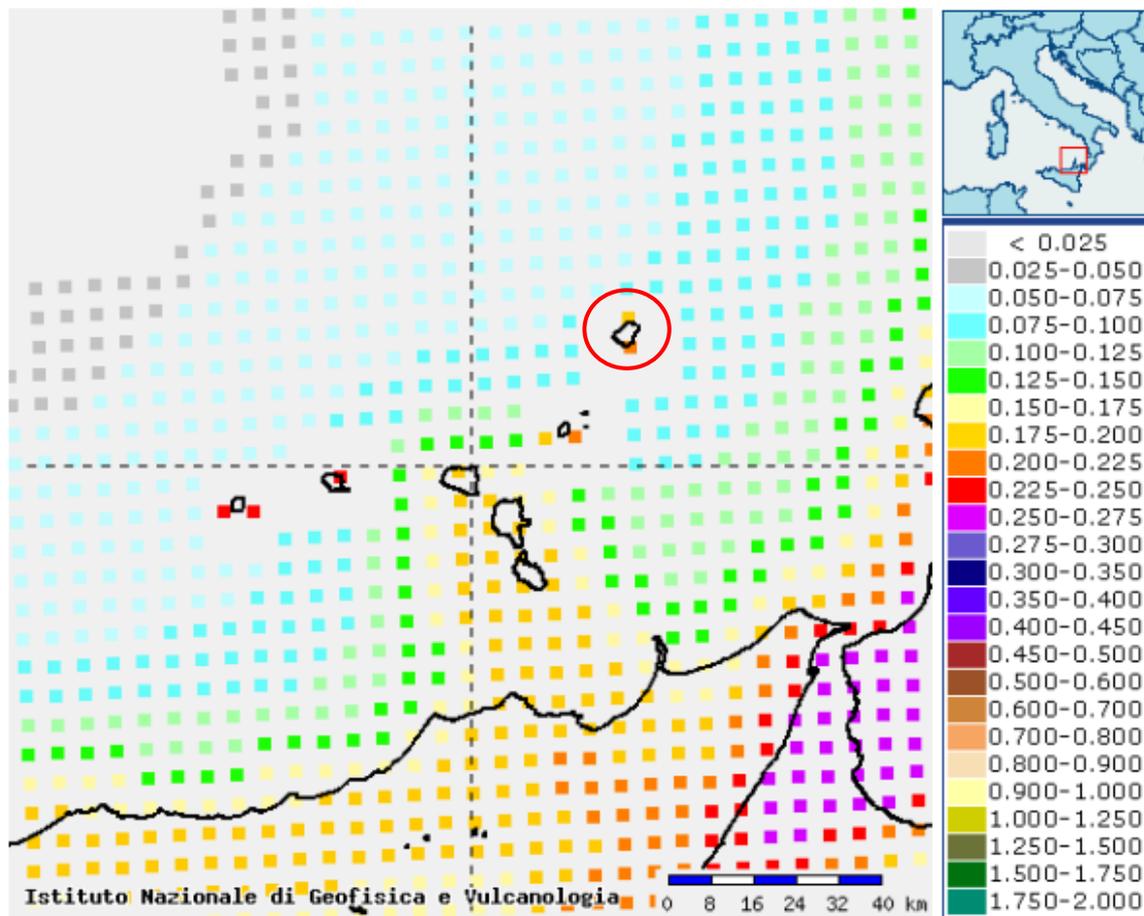


Figura 18 – Pericolosità sismica in termini di a_g (INGV, <http://esse1-gis.mi.ingv.it/>). L'area di studio si trova all'interno del cerchio rosso.

La mappa di pericolosità sismica delle isole Eolie è riportata in stralcio in *Figura 18* ed evidenzia per l'isola di Stromboli una a_{g0} compresa tra 0.175 e 0.225g, collocandola in zona di pericolosità 2 [*Figura 19*], zona in cui si possono verificare forti terremoti [*Figura 20*].

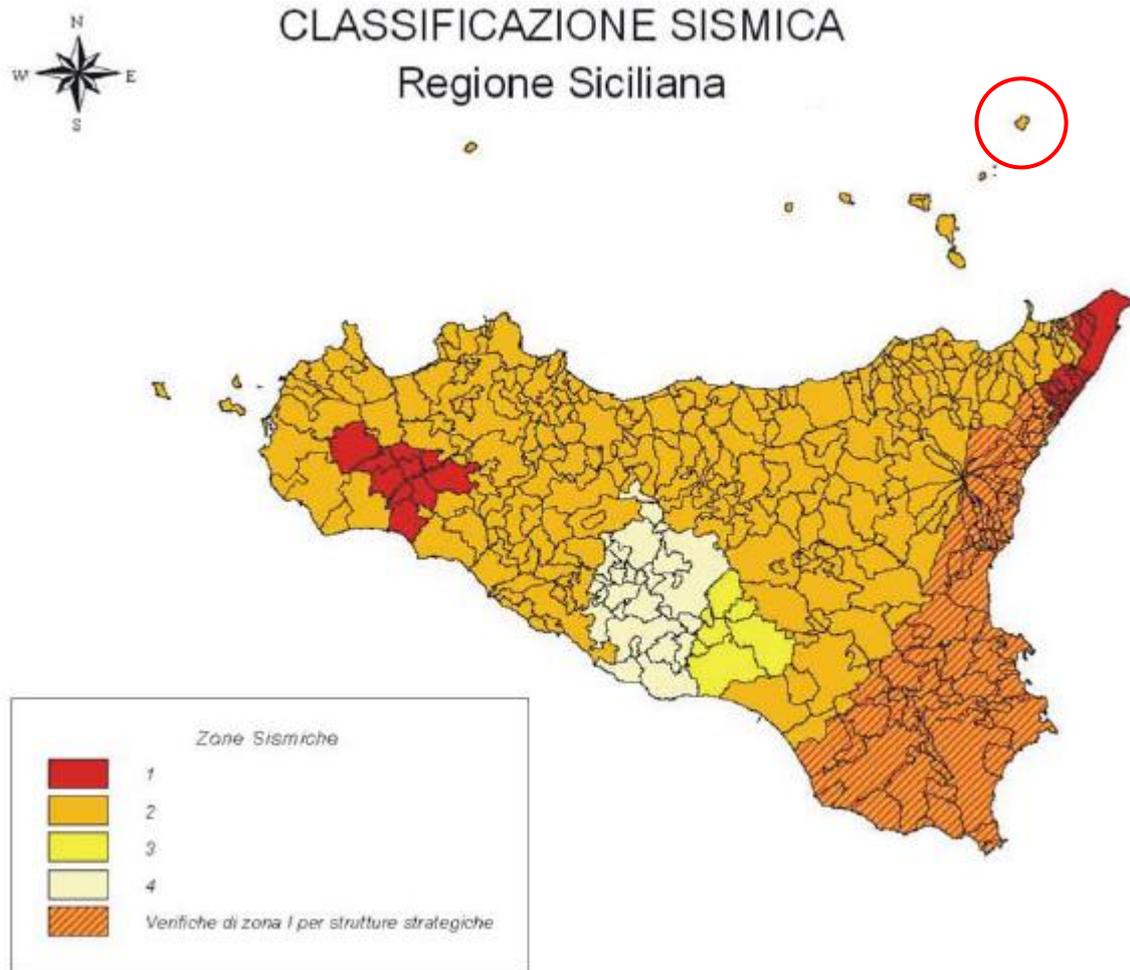


Figura 19 – Classificazione sismica della regione Sicilia secondo la normativa vigente (OPCM 3274/2003). L'area di studio si trova all'interno del cerchio rosso.

Zona	Descrizione	Accelerazione con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni (a_g)
1	E' la zona più pericolosa. Possono verificarsi fortissimi terremoti	$a_g > 0.25$
2	In questa zona possono verificarsi forti terremoti	$0.15 < a_g \leq 0.25$
3	In questa zona possono verificarsi forti terremoti ma rari	$0.05 < a_g \leq 0.15$
4	E' la zona meno pericolosa. I terremoti sono rari	$a_g = 0.05$

Figura 20 - Intervalli di accelerazione di picco al bedrock con probabilità di superamento del 10% in 50 anni e zone sismiche corrispondenti.

CAPITOLO 4

DATI

4.1 ANALISI DELLA PERICOLOSITA' VULCANICA DI STROMBOLI

4.1.1 Analisi della suscettività vulcanica dell'isola di Stromboli

4.1.1.1 Dati

Per le principali eruzioni nella storia di attività vulcanica di Stromboli, l'analisi della bibliografia disponibile (*Franca Lanci et al. 2013; Rosi et al. 2013, Global Volcanism Program*) ha consentito di raccogliere informazioni relative alla localizzazione dei vent, l'origine e la composizione del magma, lo stile eruttivo e la classificazione VEI delle eruzioni, le zone colpite e la pericolosità associata ai vari fenomeni eruttivi.

Tutte le informazioni sono riportate in *Allegato 1*.

Le eruzioni prese come oggetto di studio, si riferiscono agli ultimi ~ 26 ka (Epoche eruttive 4, 5 e 6), e mostrano nella maggioranza dei casi un'origine magmatica. Le eruzioni esplosive magmatiche sono guidate solo dai gas disciolti nel magma. Casi isolati mostrano origine idromagmatica, vale a dire eruzioni che derivano dall'interazione all'interno del condotto tra magma e acqua di origine esterna.

Per semplicità, si è deciso di suddividere l'Isola in 4 zone distinte per localizzare la posizione dei vent dai quali sono partite le eruzioni [*Figura 21*]:

La zona 1 rappresenta l'intero versante della Sciara del Fuoco, compresa l'area sommitale dove sono attualmente presenti i crateri attivi. Questa zona è coinvolta prevalentemente durante l'ultima Epoca Eruttiva (6).

La zona 2 riguarda tutta la porzione Settentrionale dell'Isola, dove sorgono gli abitati di San Bartolo, San Vincenzo e Ficogrande. Qui affiorano i depositi delle fessure laterali che caratterizzano l'Epoca Eruttiva 5.

La zona 3 si riferisce alle zone meridionali e sud-orientale dell'isola dove affiorano i depositi più antichi ritrovati su Stromboli, appartenenti alle Epoche Eruttive 1-4.

La zona 4 comprende infine la parte Occidentale di Stromboli, ovvero la zona che comprende l'abitato di Ginostra, dove affiorano i prodotti delle fessure eruttive laterali dell'Epoca Eruttiva 5.

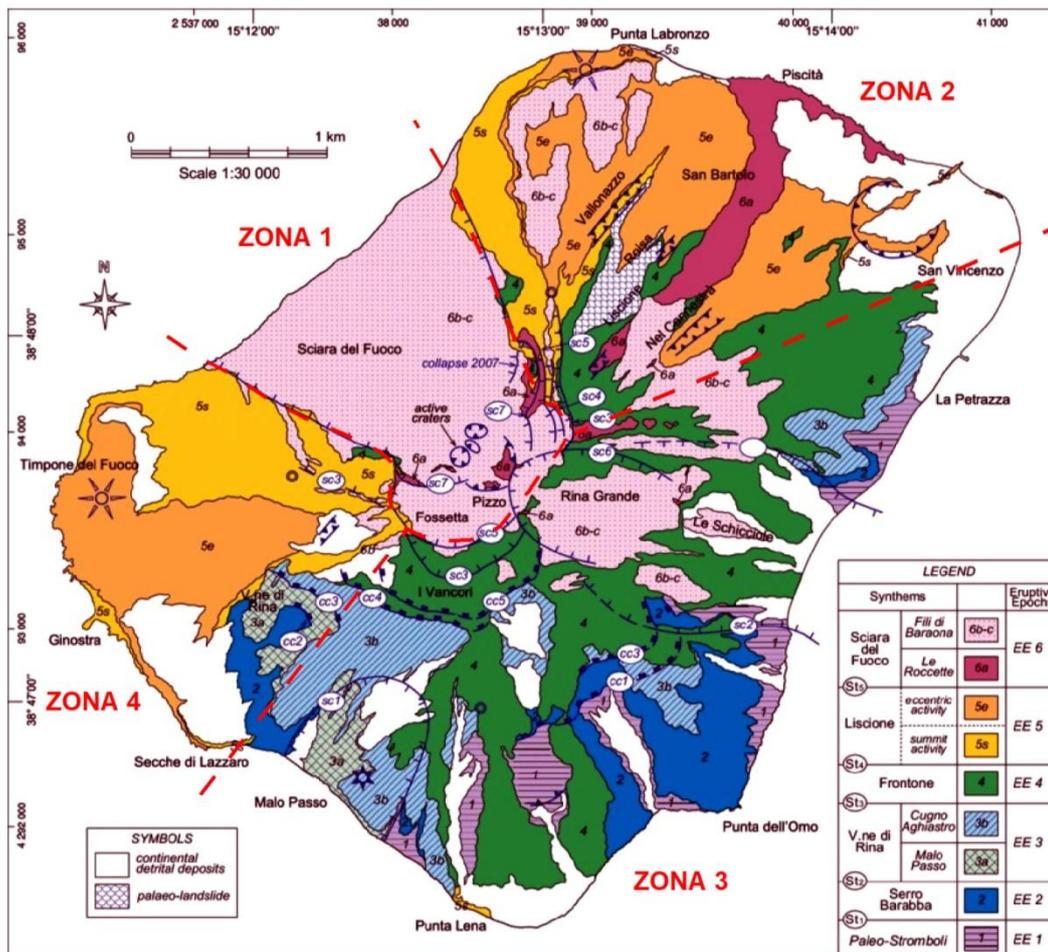


Figura 21– Rappresentazione grafica della suddivisione di Stromboli in 4 zone. Base: Mappa geologica semplificata, scala 1:30.000 (Francalanci et al. 2013).

Dove consentito dalla bibliografia, per ogni eruzione viene indicato anche il VEI (Volcanic Explosivity Index), ovvero l'Indice di Esplosività Vulcanica. Il VEI è uno dei più usati indici classificativi per descrivere le dimensioni delle eruzioni, ed è basato principalmente sulla massa (o volume) dei depositi eruttati (magnitudo) e sul rapporto di questa con l'intensità, e cioè il tasso eruttivo. La scala VEI va da 0 per le eruzioni che producono meno di 0.0001 km³ di materiale espulso, e termina a 8 con eruzioni caratterizzate da volumi di materiale espulso superiori a 100 km³. Questa classificazione è strettamente legata a eruzioni esplosive.

Stromboli è caratterizzato da esplosioni molto modeste, quindi generalmente non supera un VEI pari a 1 (0.001 km³). Così come i terremoti, la frequenza delle eruzioni vulcaniche diminuisce con il VEI: eruzioni con un VEI basso è più probabile che si ripetano nel giro di 1-10 anni, al contrario, eruzioni con VEI alto hanno intervalli di riposo dell'ordine di centinaia o migliaia di anni.

4.1.1.2 Strutture

Le caratteristiche strutturali di Stromboli sono individuate sulla base dello studio geologico e stratigrafico di *Francalanci et al. 2013*.

Il modello strutturale è dominato dal sistema regionale in direzione NE-SW, delineato dal principale orientamento e distribuzione di dicchi, fessure eruttive, vent secondari e crateri sommitali attivi.

Numerosi dicchi e fessure eruttive sono esposti lungo i fianchi a Sud del vulcano, con la più alta densità nell'area del Vallone di Rina. Molti dicchi sono presenti anche nei fianchi della zona di collasso della Sciara del Fuoco, orientati in direzione NE-SW come la maggior parte delle strutture su Stromboli. I dicchi ritrovati a più bassa elevazione riflettono però uno stato tensionale associato alla formazione del collasso. Anche i collassi vulcanici sono considerati tra le strutture vulcaniche di Stromboli. Sono stati riconosciuti 5 collassi di caldera lungo i fianchi meridionali di Stromboli, rappresentati da scarpate verticali che tagliano la cima e i fianchi del vulcano. In aggiunta alle caldere, Stromboli è caratterizzato anche da una serie di collassi laterali che colpiscono la maggior parte dei fianchi Nord-occidentali e Sud-orientali del cono vulcanico.

Grazie all'analisi della batimetria (*Romagnoli C.*) è stato possibile riconoscere anche numerosi vents sottomarini concentrati soprattutto a SW-SE dell'edificio vulcanico.

Le strutture vulcaniche individuate sono state raggruppate in 8 differenti gruppi utilizzando il software ArcGIS [Fig.22a – h], ponendo come base l'hillshade creato a partire da un DTM (*Marsella M., Scifoni S.*) a risoluzione 2m, e dalla batimetria (*Romagnoli C.*) a risoluzione 15m. Gli 8 gruppi sono stati creati sulla base del tipo di strutture (Centri eruttivi e fessure, dicchi, collassi laterali, collassi di caldera), in base alla localizzazione (in ambiente emerso o sommerso), e in base all'età (Pre e post-Olocene). Si hanno quindi:

- Centri eruttivi e fessure eruttive recenti (< 13ka), localizzate nell'area della Sciara del Fuoco;
- Centri eruttivi e fessure eruttive recenti localizzati all'esterno della Sciara del Fuoco (< 13ka);
- Centri eruttivi e fessure eruttive antiche (> 13ka);
- Centri eruttivi sommersi;
- Dicchi;
- Collassi laterali recenti (< 13ka);
- Collassi laterali antichi (> 13 ka);
- Collassi di caldera.

Al fine di avere una visione d'insieme e comprendere i modelli e le caratteristiche degli elementi strutturali dell'isola di Stromboli, in questa sezione i principali elementi vulcano-strutturali sono descritti separatamente.

In *Figura 22a* si ha la rappresentazione dei **centri eruttivi e delle fessure eruttive recenti**, di età inferiore a 13.000 anni, situate all'interno della **Sciara del Fuoco**. La loro orientazione segue un andamento NE-SW costante per tutte le 17 strutture identificate.

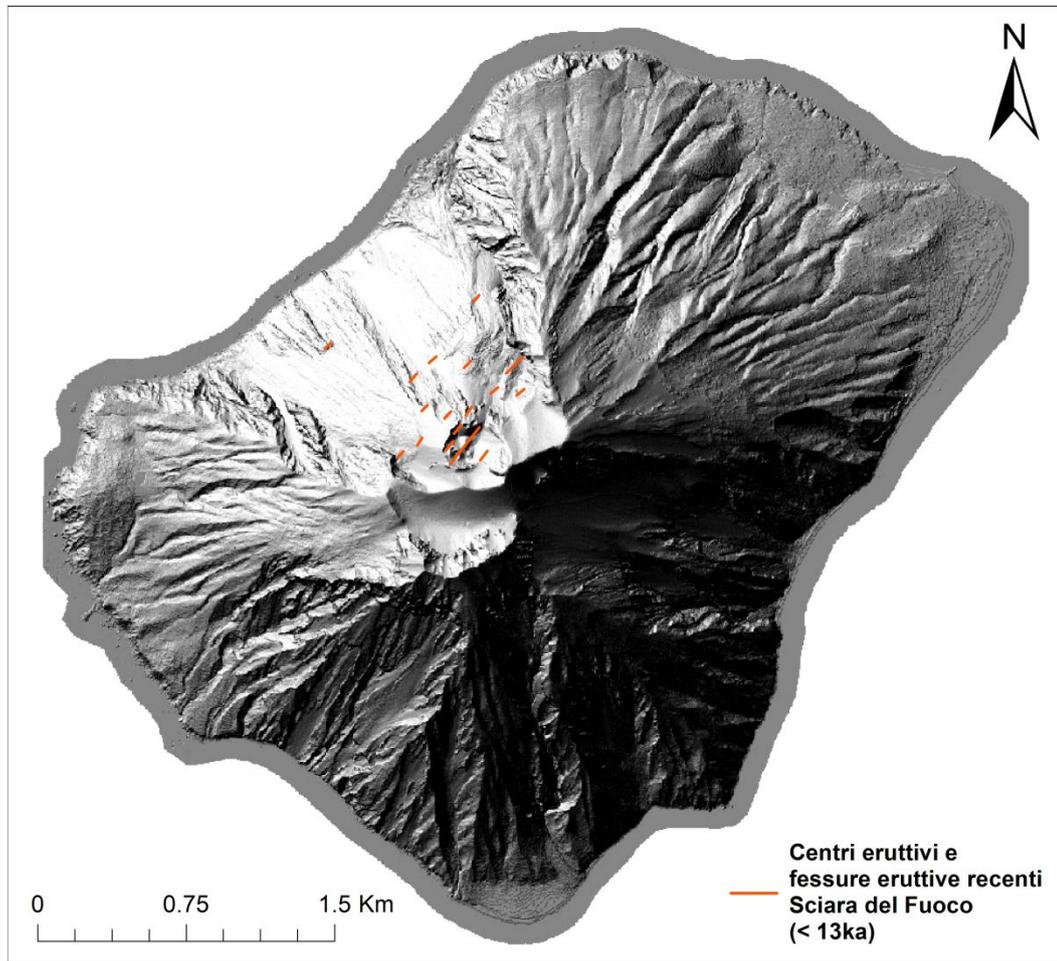


Figura 22a - Rappresentazione dei centri eruttivi e delle fessure eruttive recenti (di età inferiore a 13.000 anni) nella zona della Sciara del Fuoco, che ospita le attuali fessure eruttive.

I restanti **centri eruttivi e fessure eruttive recenti**, di età inferiore a 13.000 anni, sono localizzati sui versanti a NE e SW dell'Isola [Figura 22b]. Se ne identificano 5 nella porzione Nord-Orientale, e 3 in quella Sud-Occidentale.

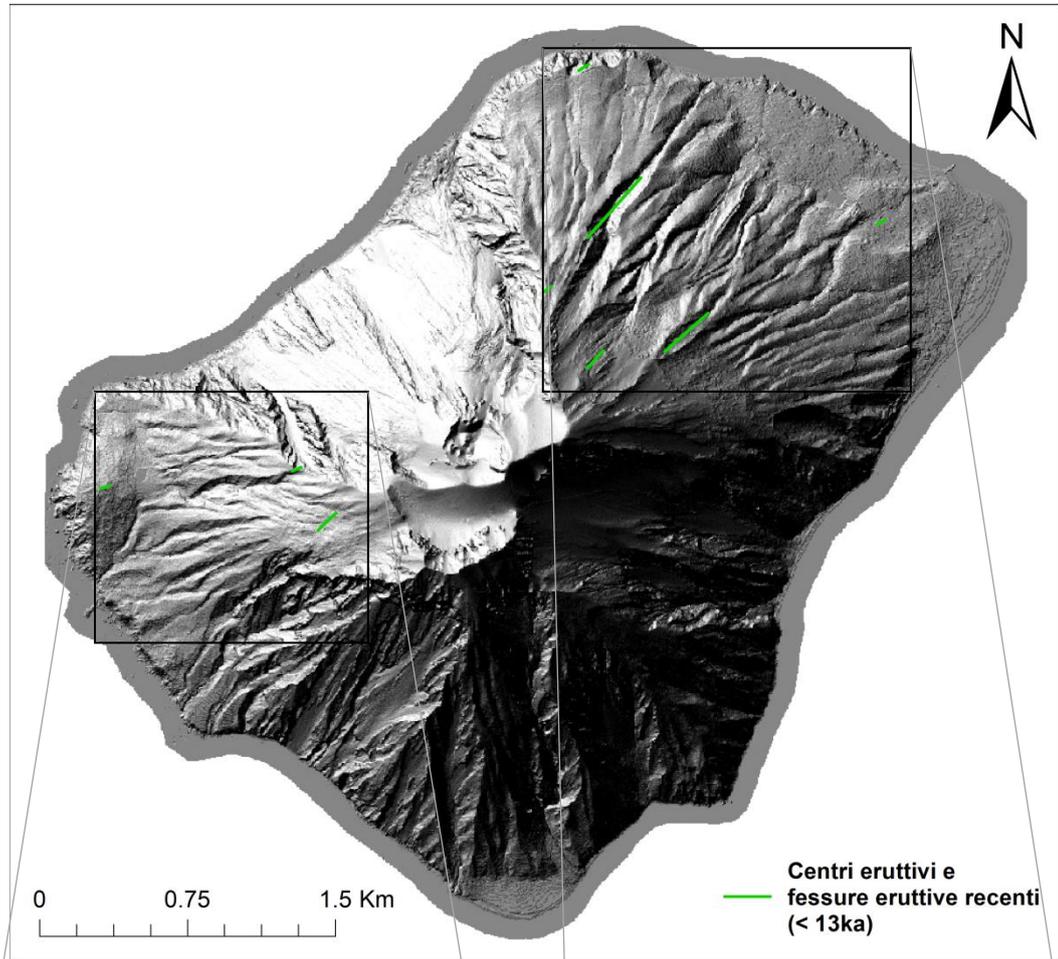
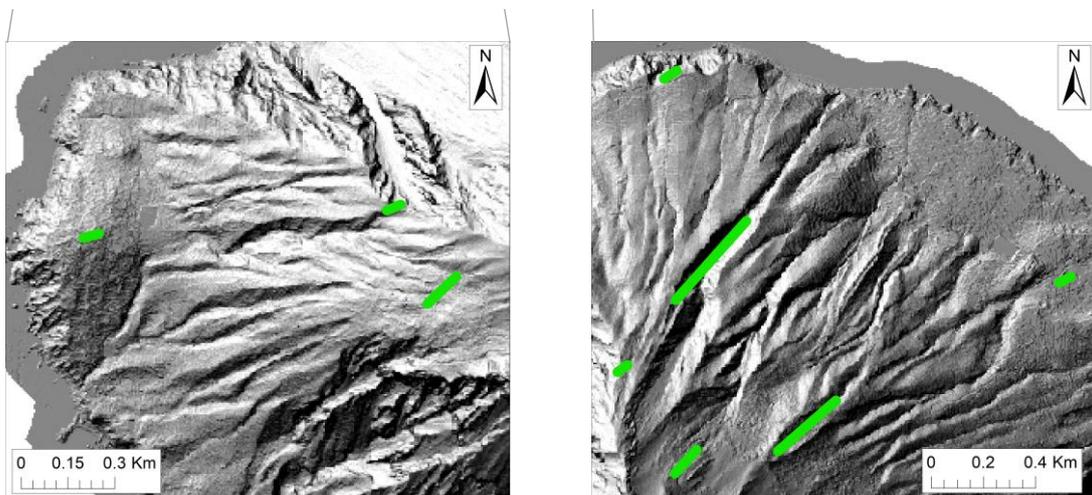


Figura 22b - Rappresentazione dei centri eruttivi e delle fessure eruttive recenti (di età inferiore a 13.000 anni), localizzati nelle porzioni a NE e SW dell'Isola.



I **centri eruttivi e le fessure eruttive antiche**, di età superiore a 13.000 anni, sono localizzati nella zona di Stromboli caratterizzata dai depositi più antichi. In particolare, si individuano 3 strutture nel versante Sud e una nel versante a Est [Figura 22c].

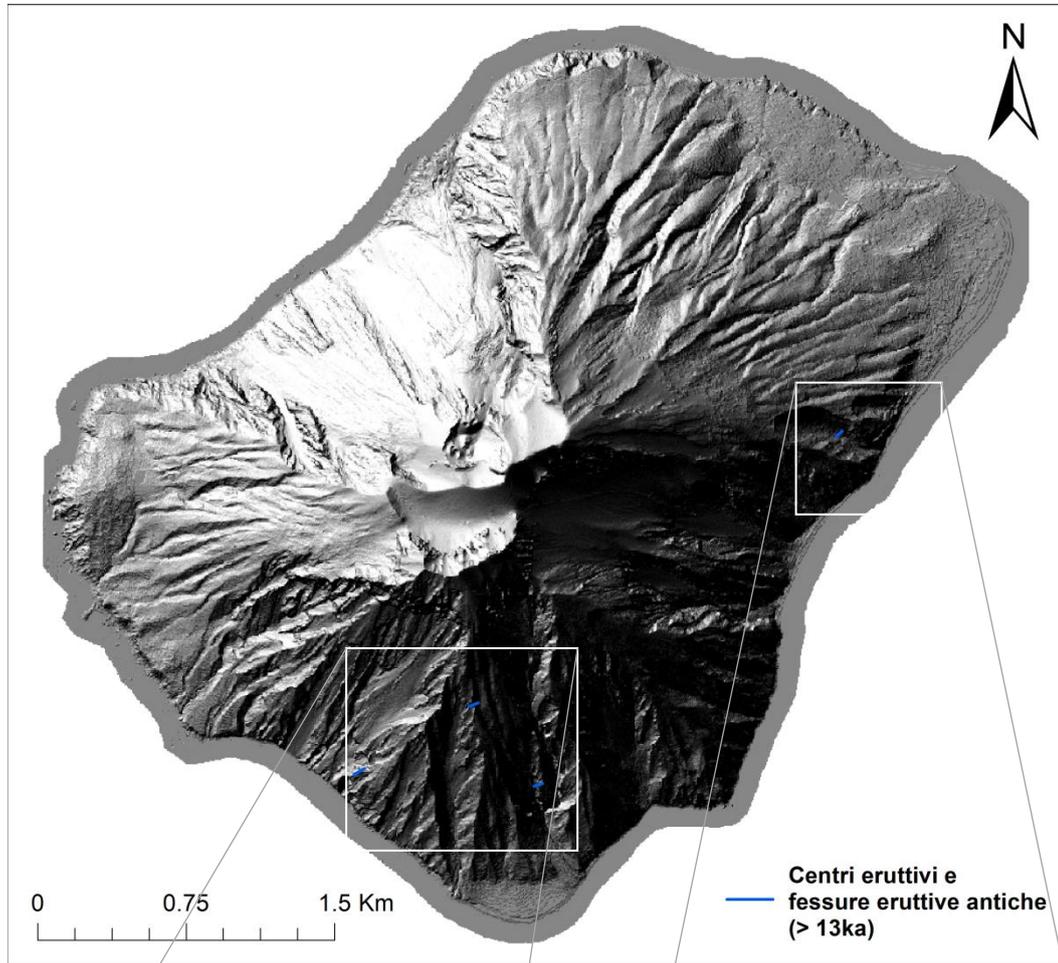
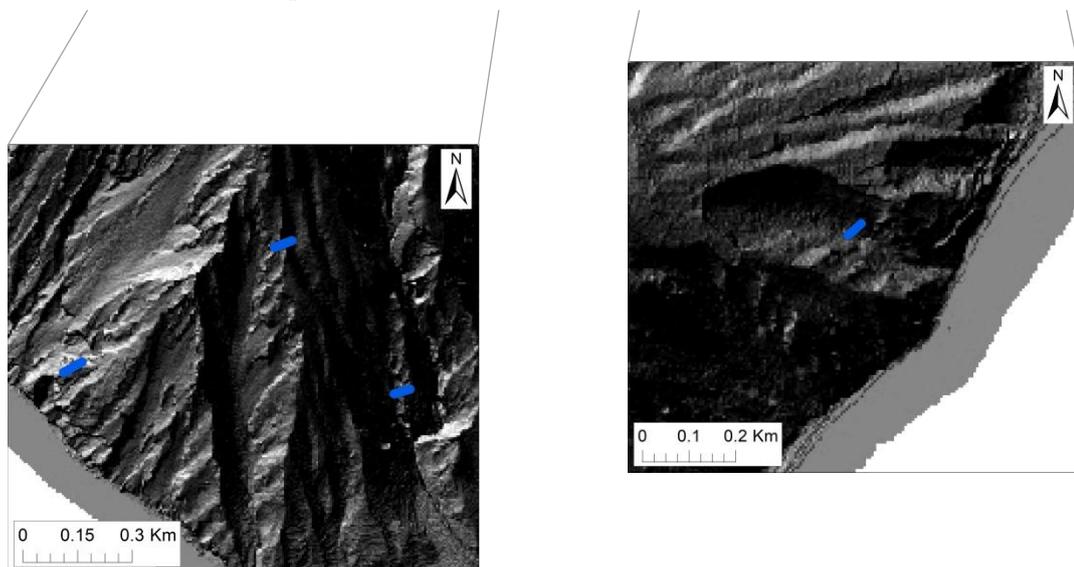


Figura 22c - Rappresentazione dei centri eruttivi e delle fessure eruttive antiche (di età superiore a 13.000 anni), localizzati nella porzione a S e NE dell'Isola.



I **centri eruttivi sommersi** sono concentrati nel bacino a Sud dell'Isola (SW-SE), con qualche elemento a Nord e Nord-Est, per un totale di 10 vents sottomarini riconosciuti. In questa categoria vengono considerati solamente i centri eruttivi che sono morfologicamente riconoscibili in relazione a coni vulcanici. Questi non possono essere attribuiti a una particolare fase di costruzione dell'isola a causa della mancanza di informazioni geocronologiche e stratigrafiche [Figura 22d].

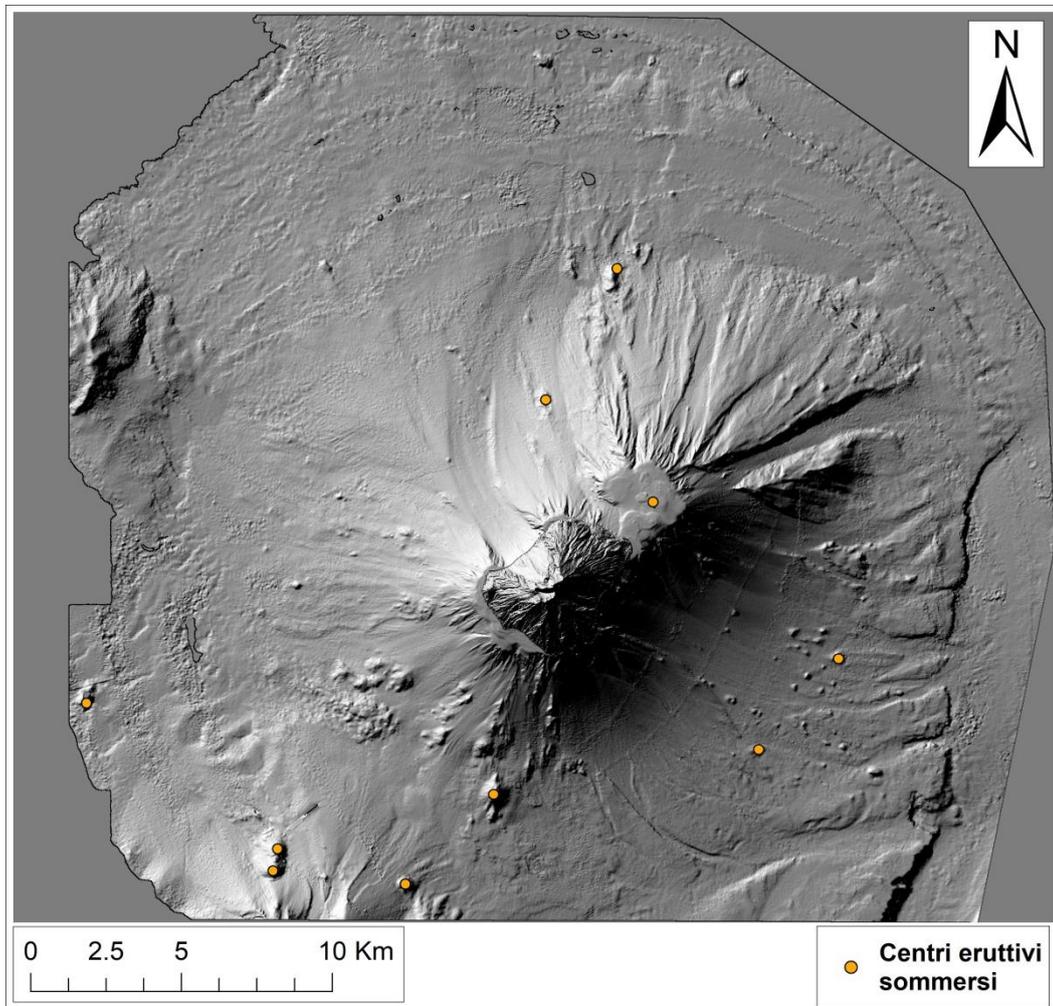


Figura 22d - Rappresentazione dei centri eruttivi sommersi. Non si conosce datazione. La loro distribuzione si concentra nelle zone a SW, SE e qualche elemento a N e NE.

I **dicchi** (Francalanci *et al.*, 2013) sono localizzati lungo i bordi del versante della Sciara del Fuoco e in alcune aree meridionali, quindi in generale occupano tutta la porzione occidentale dell'Isola [Figura 22e]. Si suppone che queste strutture affiorino in superficie solo in seguito ad eventi quali collassi o frane, quindi ci si riferisce a dicchi antichi (anche se non si ha datazione).

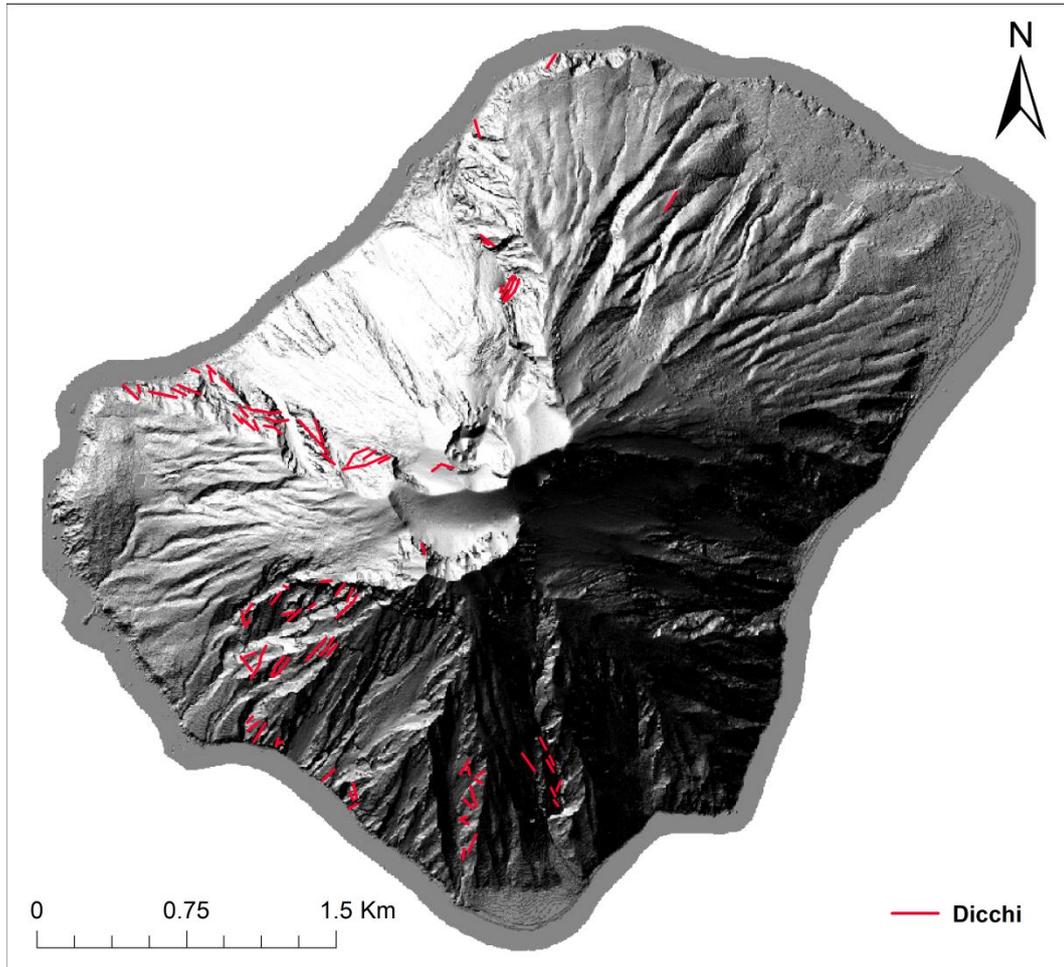


Figura 22e - Rappresentazione dei dicchi. La loro localizzazione si concentra soprattutto nella porzione occidentale dell'Isola.

I **collassi laterali recenti** (Francalanci et al., 2013), di età inferiore a 13.000 anni, sono concentrati nelle zone limitrofe della Sciara del Fuoco e nel versante opposto ad essa [Figura 22f]. Vengono rappresentati con le sigle *sc3-sc7*, e ognuno segna la fine di un'Epoca Eruttiva.

Il collasso di caldera *sc3* segna la fine dell'Epoca Eruttiva 4 e l'inizio dell'Epoca Eruttiva 5a (c. 15ka).

Il collasso di caldera *sc4* segna la fine dell'Epoca Eruttiva 5a e l'inizio dell'Epoca Eruttiva 5b (c. 14ka).

Il collasso di caldera *sc5a* segna la fine dell'Epoca Eruttiva 5b e l'inizio dell'Epoca Eruttiva 5c (c. 5ka), mentre il collasso di caldera *sc5b* segna la fine dell'Epoca Eruttiva 5c e l'inizio dell'Epoca Eruttiva 6a (c. 380 a.C.).

Il collasso di caldera *sc6* segna la fine dell'Epoca Eruttiva 6a e l'inizio dell'Epoca Eruttiva 6b (c. 776 a.C.).

Infine, i collassi di caldera *sc7a-b* segnano la fine dell'Epoca Eruttiva 6b e l'inizio dell'Epoca Eruttiva 6c (c. 1631 d.C.).

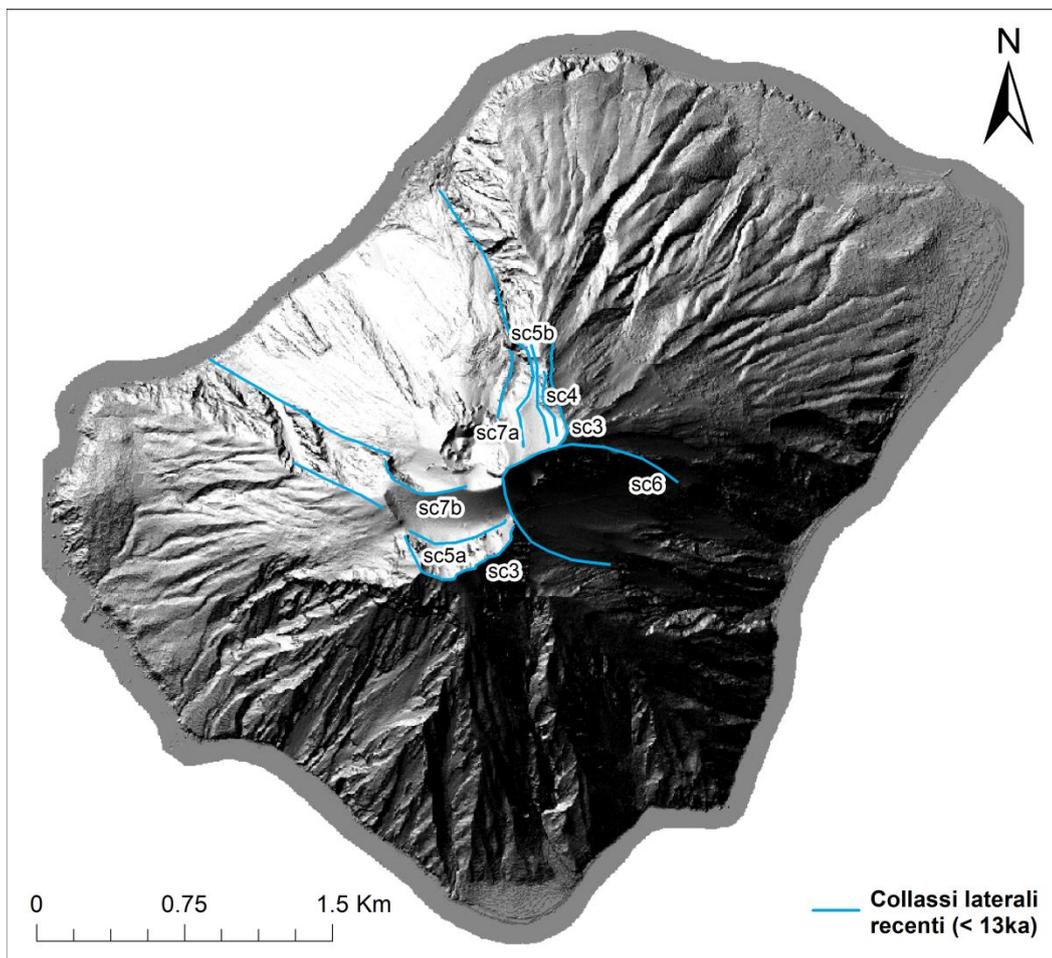


Figura 22f - Rappresentazione dei collassi laterali recenti (di età inferiore a 13.000 anni). Essi sono concentrati nelle porzioni NW e E dell'Isola.

I **collassi laterali antichi** (Francalanci *et al.*, 2013), di età superiore a 13.000 anni, sono localizzati a SW e SE dell'Isola [Figura 22g]. Se ne riconoscono due, rappresentati dalle sigle *sc1* e *sc2*, e corrispondono rispettivamente alla fine dell'Epoca Eruttiva 2 e l'inizio dell'Epoca Eruttiva 3 (c. 60ka), e la fine di quest'ultima con l'inizio dell'Epoca Eruttiva 4 (c. 26ka).

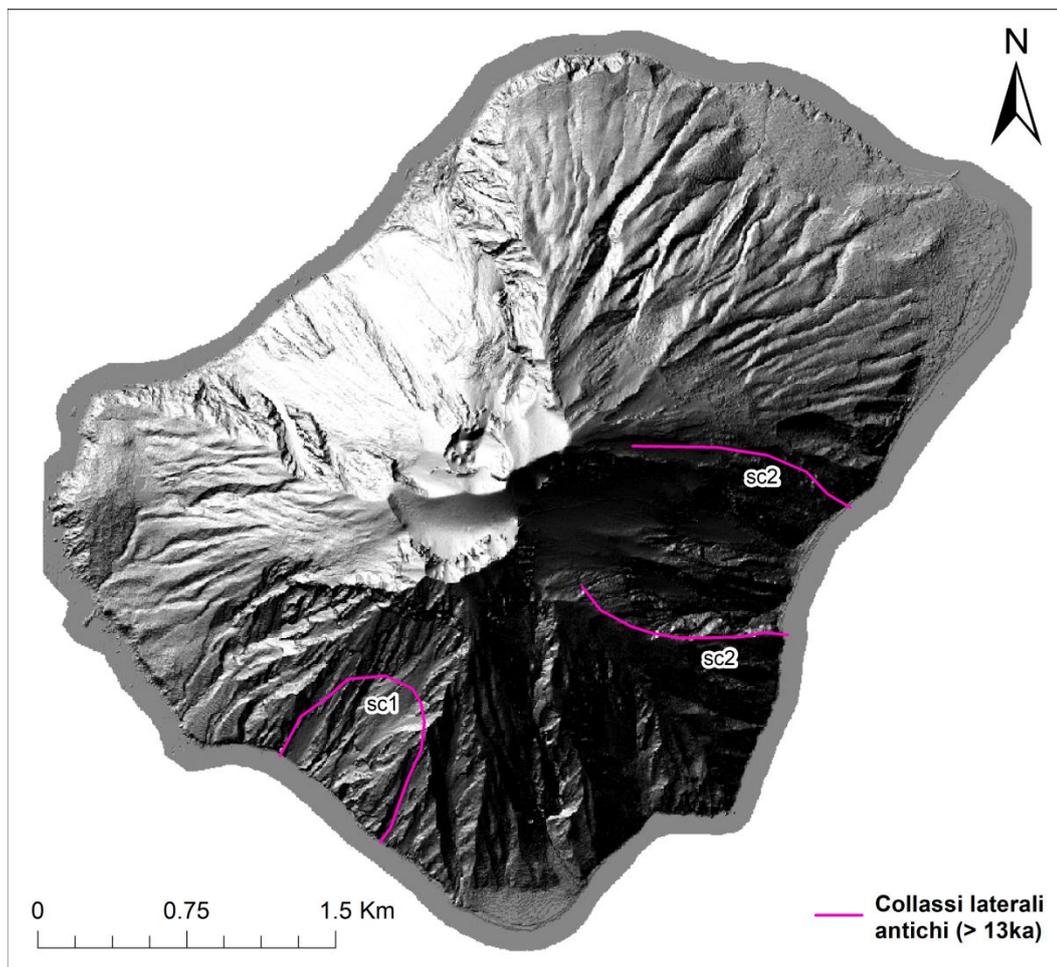


Figura 22g - Rappresentazione dei collassi laterali antichi (di età superiore a 13.000 anni). Essi sono localizzati nella porzione SW e SE dell'Isola.

I **collassi di caldera** (o bordi di caldera) (Francalanci *et al.*, 2013), sono rappresentati dalle sigle *cc1-cc5*, e sono localizzati tutti nella porzione meridionale dell'Isola [Figura 22h].

Il collasso di caldera *cc1* segna la fine dell'Epoca Eruttiva 1 e l'inizio dell'Epoca Eruttiva 2 (c. 67ka).

Il collasso di caldera *cc2* segna la fine dell'Epoca Eruttiva 2 e l'inizio dell'Epoca Eruttiva 3a (c. 60ka).

Il collasso di caldera *cc3* si trova a cavallo tra l'Epoca Eruttiva 3a e 3b (c. 41ka).

Il collasso di caldera *cc4* determina, insieme al collasso laterale *sc2*, la fine dell'Epoca Eruttiva 3b e l'inizio dell'Epoca Eruttiva 4a (c. 26ka).

Infine, il collasso di caldera *cc5* segna la fine dell'Epoca Eruttiva 4a e l'inizio della 4b (c. 22ka).

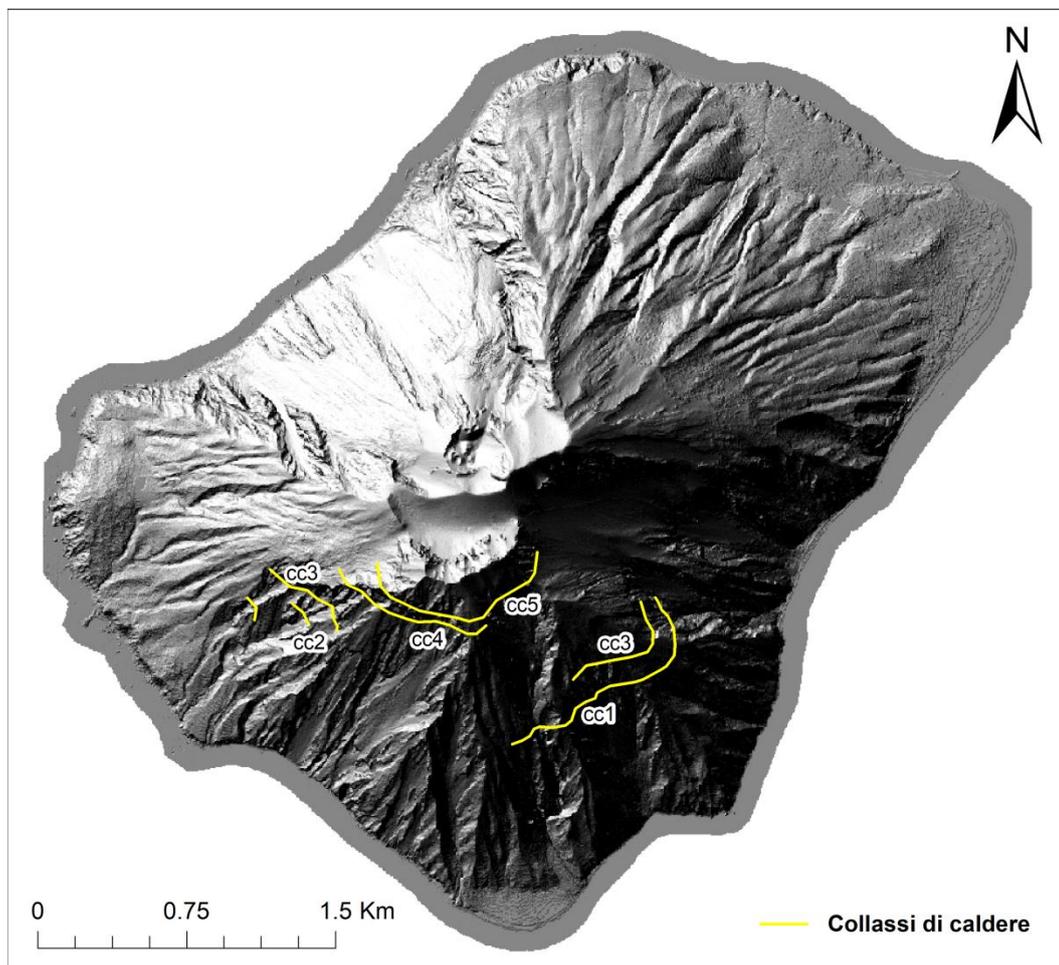


Figura 22h - Rappresentazione dei collassi di caldere (età superiore a 22.000 anni). Essi sono concentrati nella porzione S dell'Isola.

4.1.1.3 Bandwidth

Le bandwidth sono quei parametri che determinano come le probabilità di apertura di nuovi centri eruttivi siano distribuite in termini di distanza dalle strutture vulcaniche o dai vent considerati. Le bandwidth ottimali calcolate utilizzando il metodo LSCV attraverso il software QVAST sugli 8 gruppi precedentemente definiti, sono le seguenti:

Centri eruttivi e fessure eruttive recenti, Sciara del Fuoco → 248m

Centri eruttivi e fessure eruttive recenti → 1311m

Centri eruttivi e fessure eruttive antiche → 1800m

Centri eruttivi sommersi → 10865m

Dicchi → 189m

Collassi laterali recenti → 608m

Collassi laterali antichi → 1296m

Collassi di caldere → 774m

4.1.1.4 Gaussian Kernel - PDFs

La funzione di kernel è stata calcolata per diverse risoluzioni spaziali del DEM (50, 75, 100m) per ogni gruppo di strutture. La risoluzione spaziale si riferisce alle dimensioni dell'oggetto più piccolo che è possibile identificare.

Di seguito, per motivi pratici, vengono riportate le PDFs solo alla risoluzione di 100m [*Figura 23a-h*].

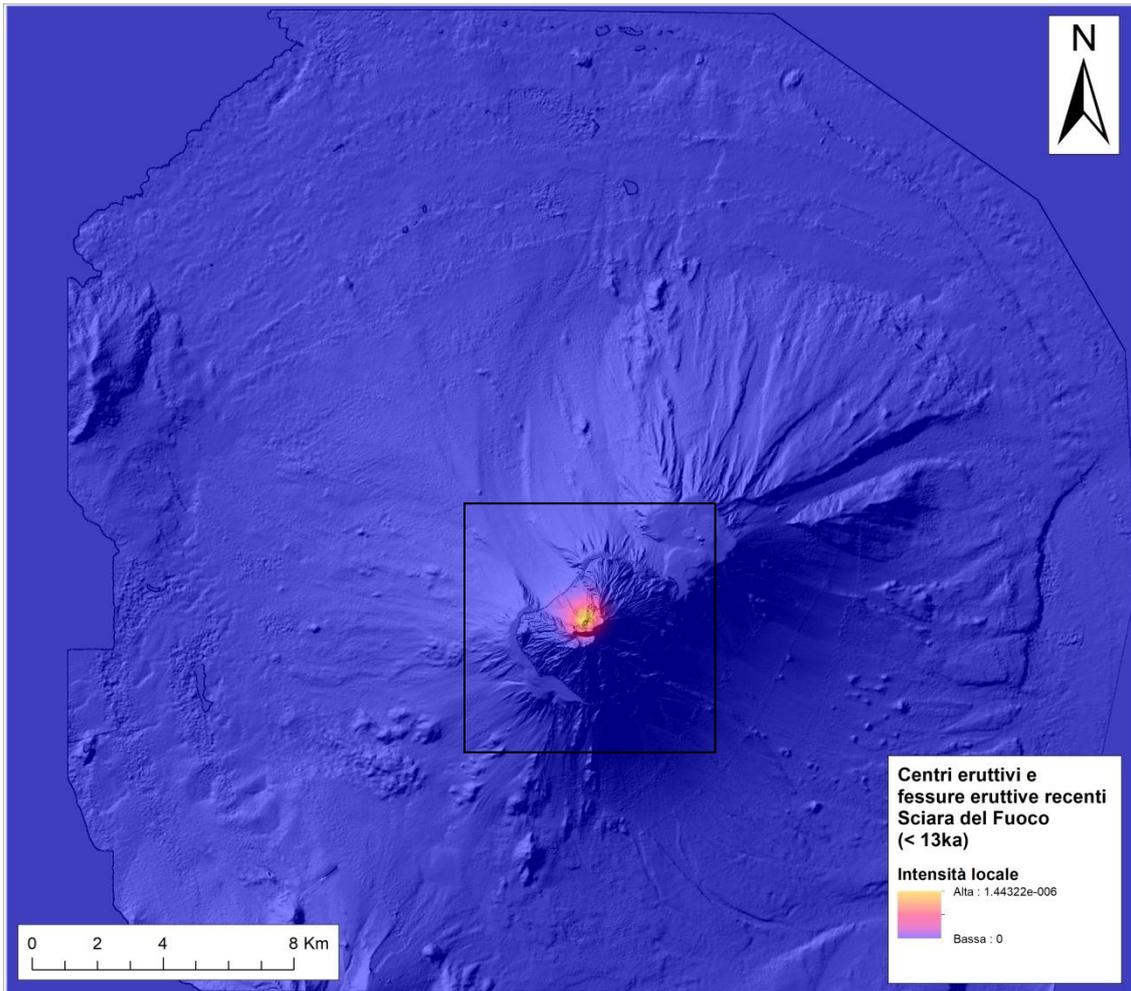
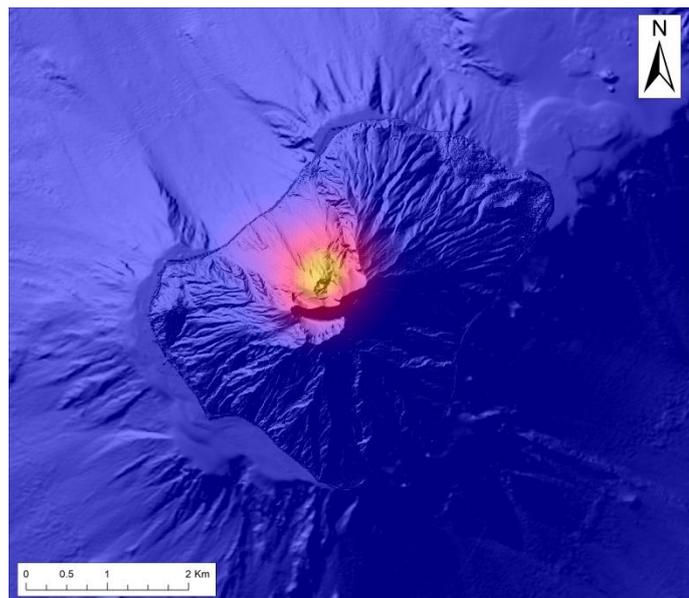


Figura 23a - PDF dei centri eruttivi e delle fessure eruttive situate all'interno della Sciara del Fuoco di Stromboli calcolate con il Gaussian Kernel utilizzando una bandwidth di 248m. Risoluzione 100m.



Ingrandimento della PDF dei centri eruttivi e delle fessure eruttive situate all'interno della Sciara del Fuoco .

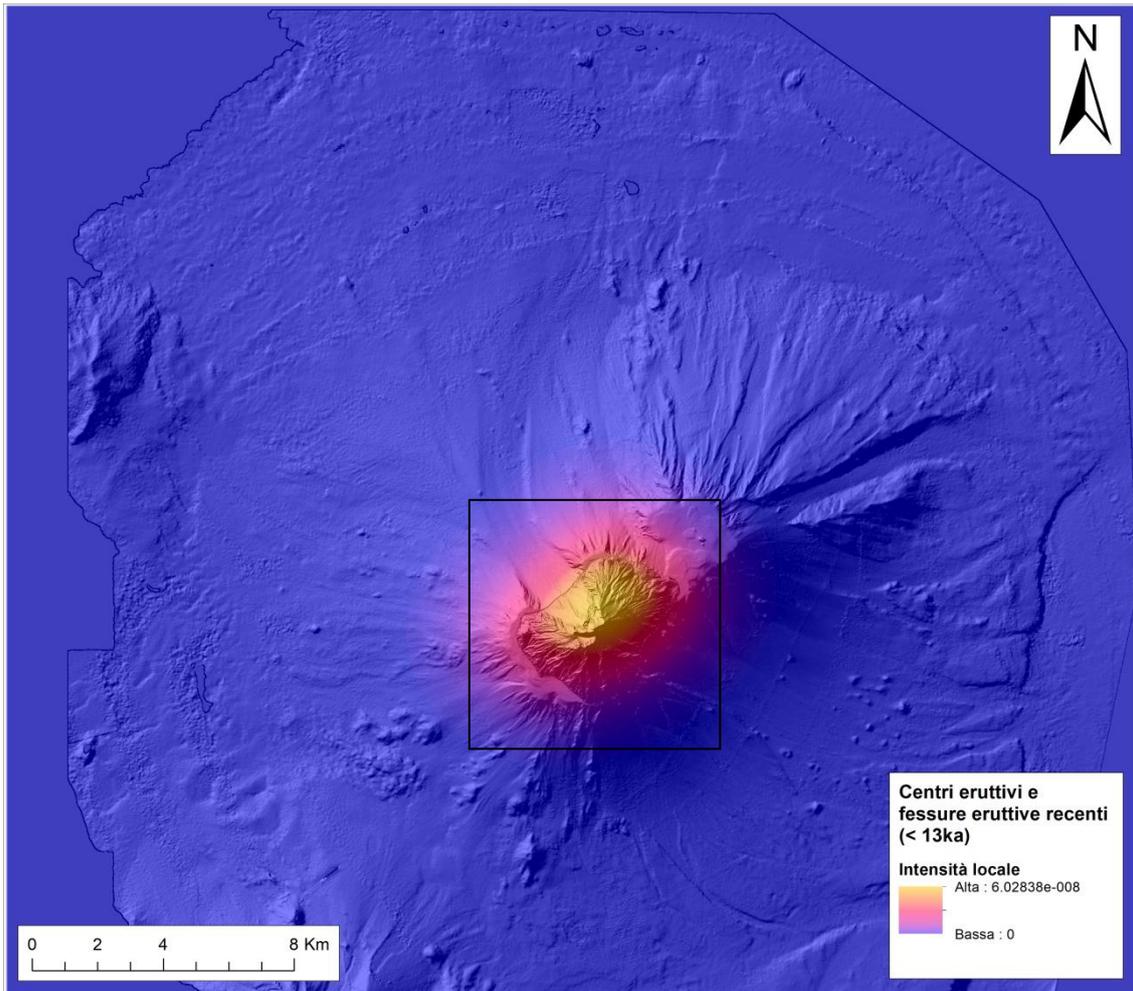
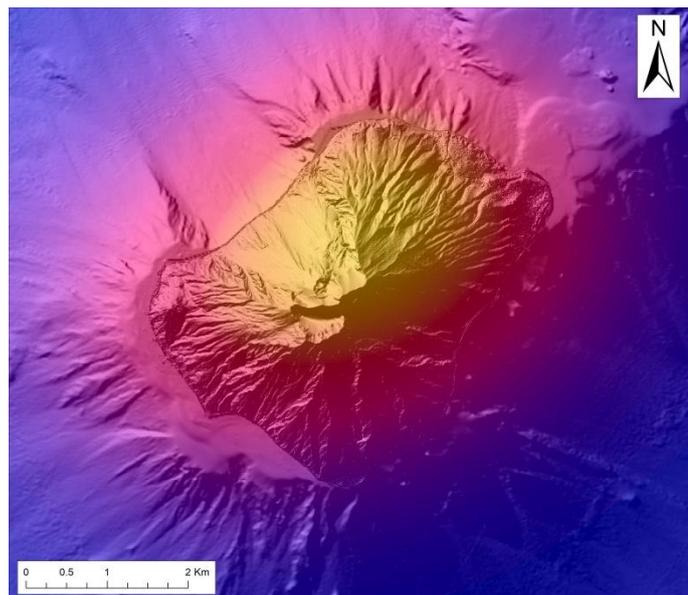


Figura 23b - PDF dei centri eruttivi e delle fessure eruttive recenti di Stromboli calcolate con il Gaussian Kernel utilizzando una bandwidth di 1311m. Risoluzione 100m.



Ingrandimento della PDF dei centri eruttivi e delle fessure eruttive recenti.

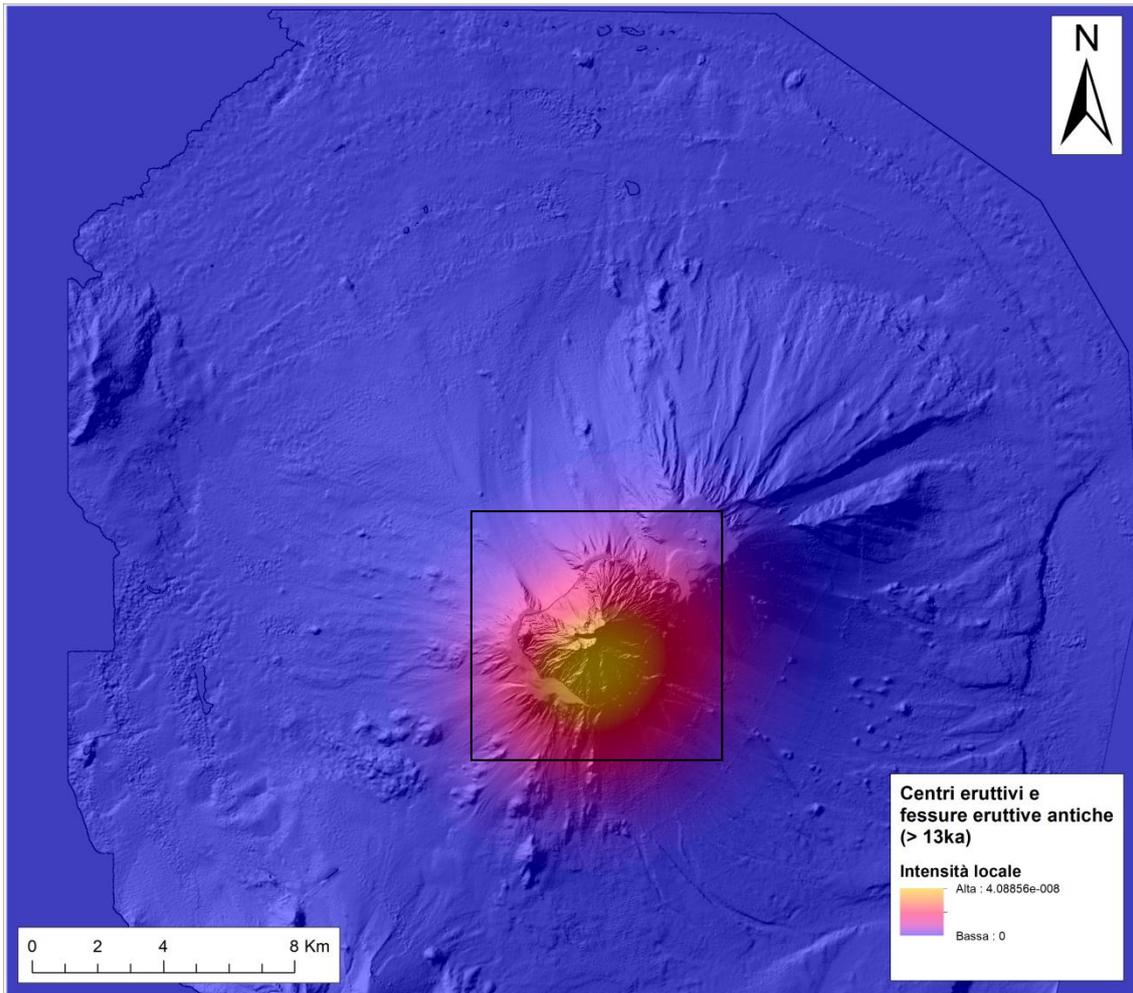
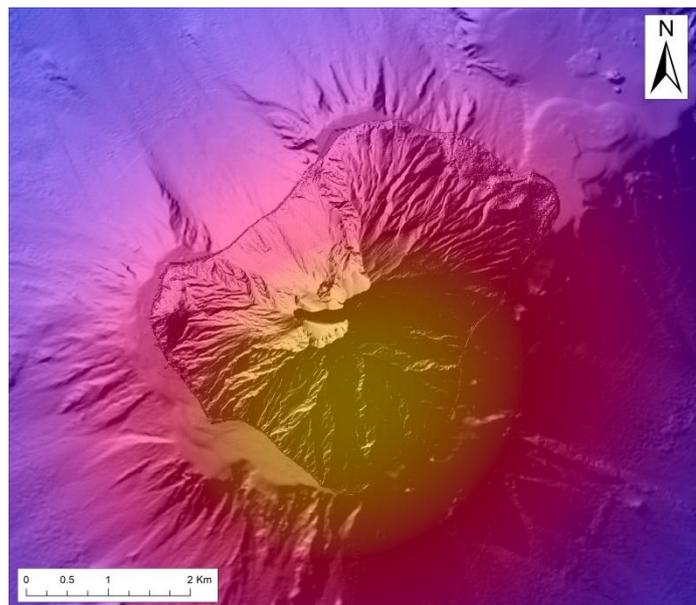


Figura 23c - PDF dei centri eruttivi e delle fessure eruttive antiche di Stromboli calcolate con il Gaussian Kernel utilizzando una bandwidth di 1800m. Risoluzione 100m.



Ingrandimento della PDF dei centri eruttivi e delle fessure eruttive antiche.

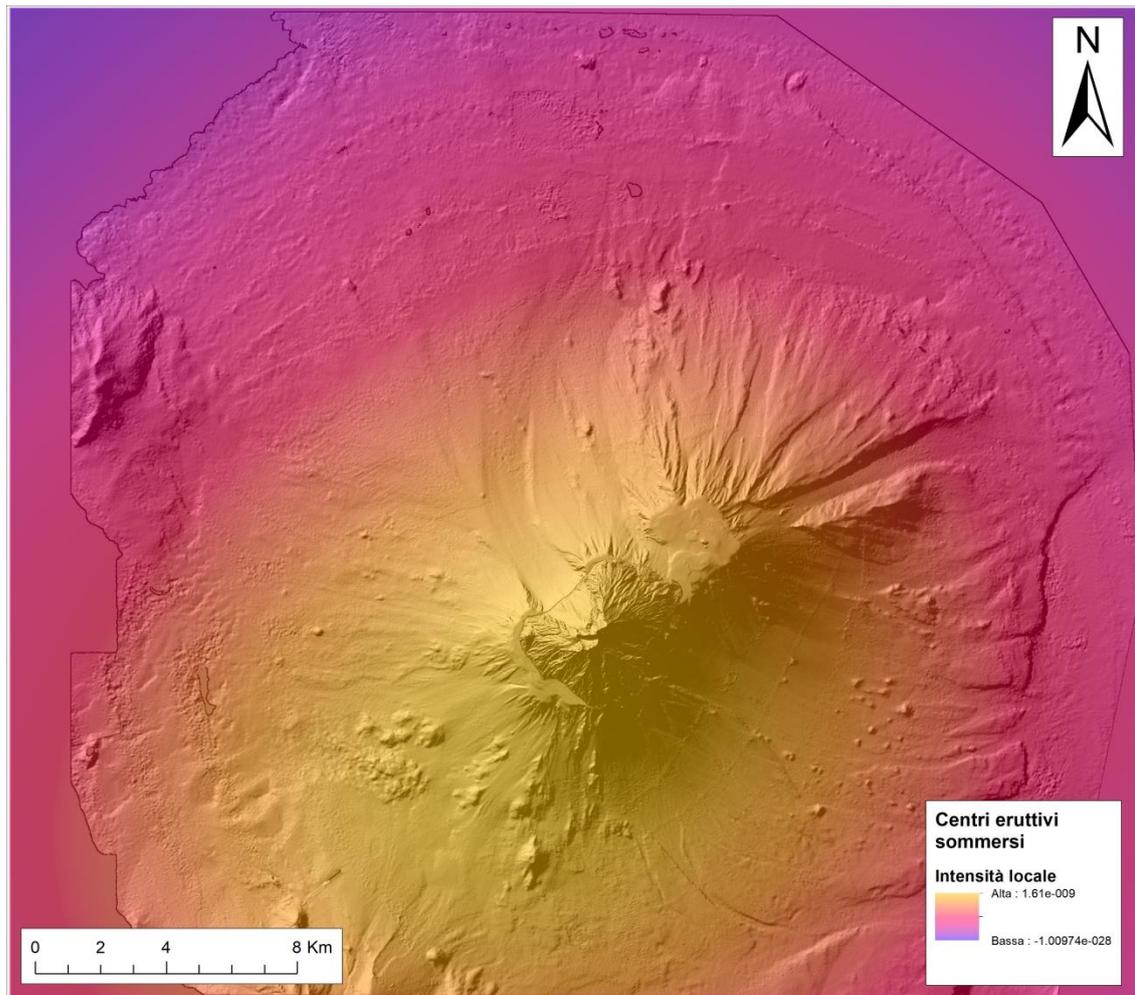


Figura 23d - PDF dei centri eruttivi sommersi di Stromboli calcolate con il Gaussian Kernel utilizzando una bandwidth di 10865m. Risoluzione 100m.

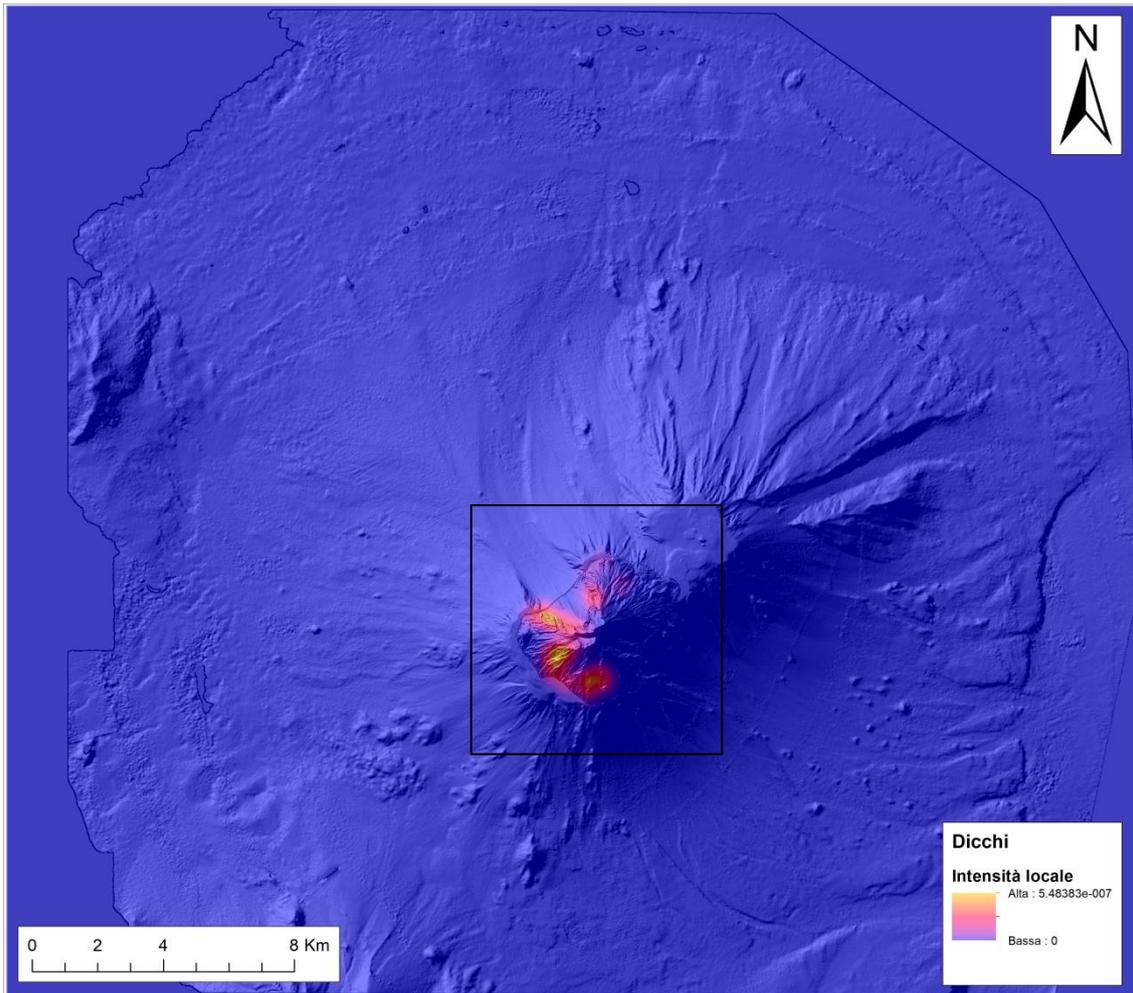
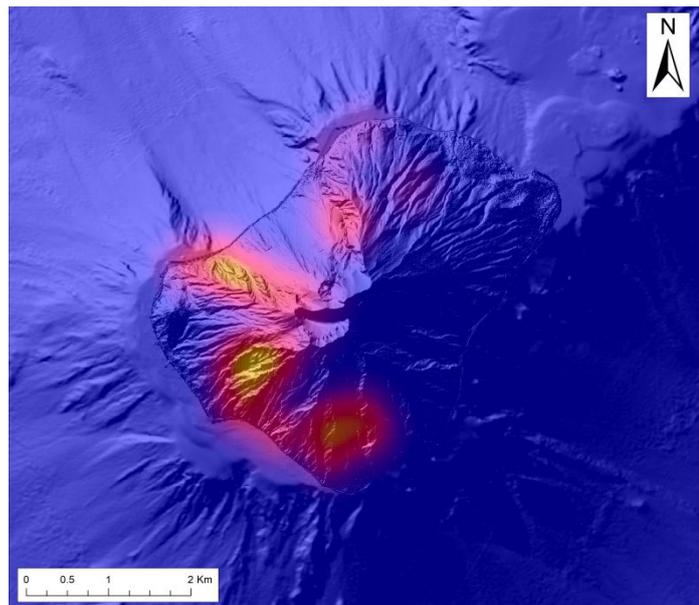


Figura 23e - PDF dei dicchi di Stromboli calcolati con il Gaussian Kernel utilizzando una bandwidth di 189m. Risoluzione 100m.



Ingrandimento della PDF dei dicchi.

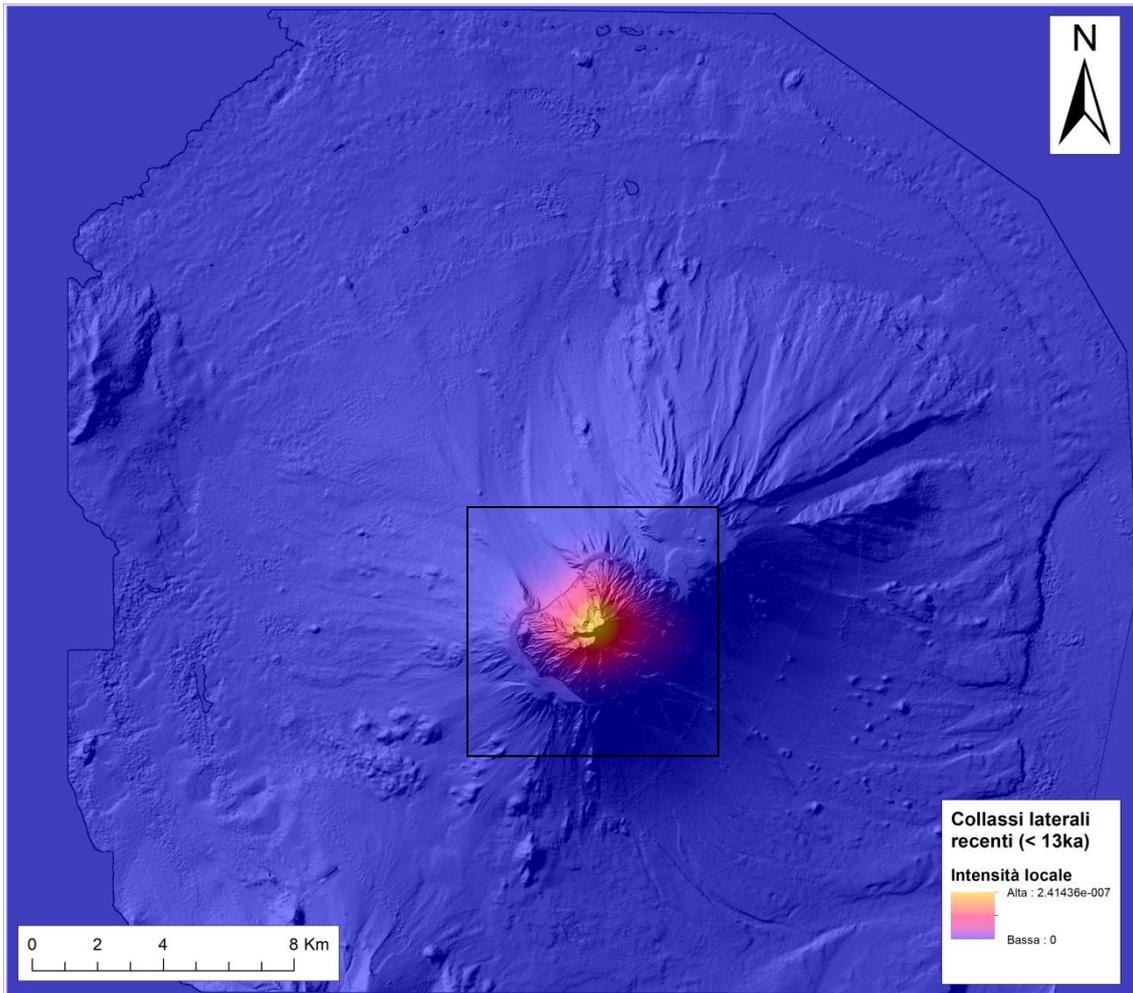
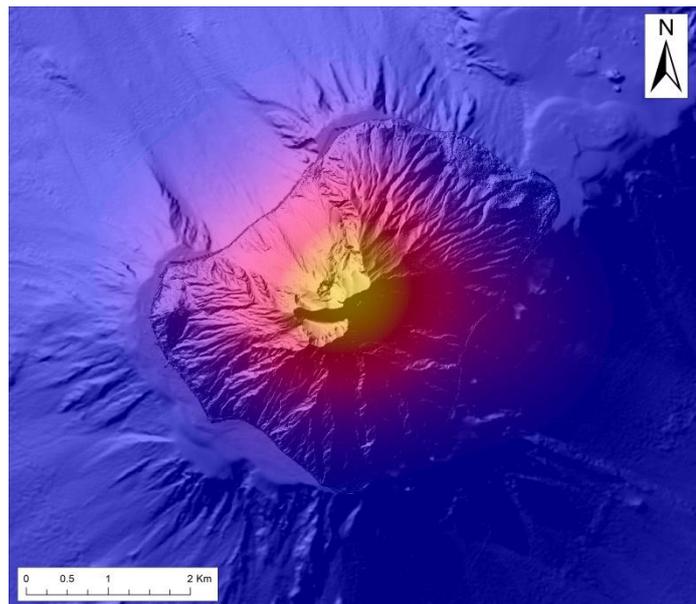


Figura 23f - PDF dei collassi laterali recenti di Stromboli calcolati con il Gaussian Kernel utilizzando una bandwidth di 608m. Risoluzione 100m.



Ingrandimento della PDF dei collassi laterali recenti.

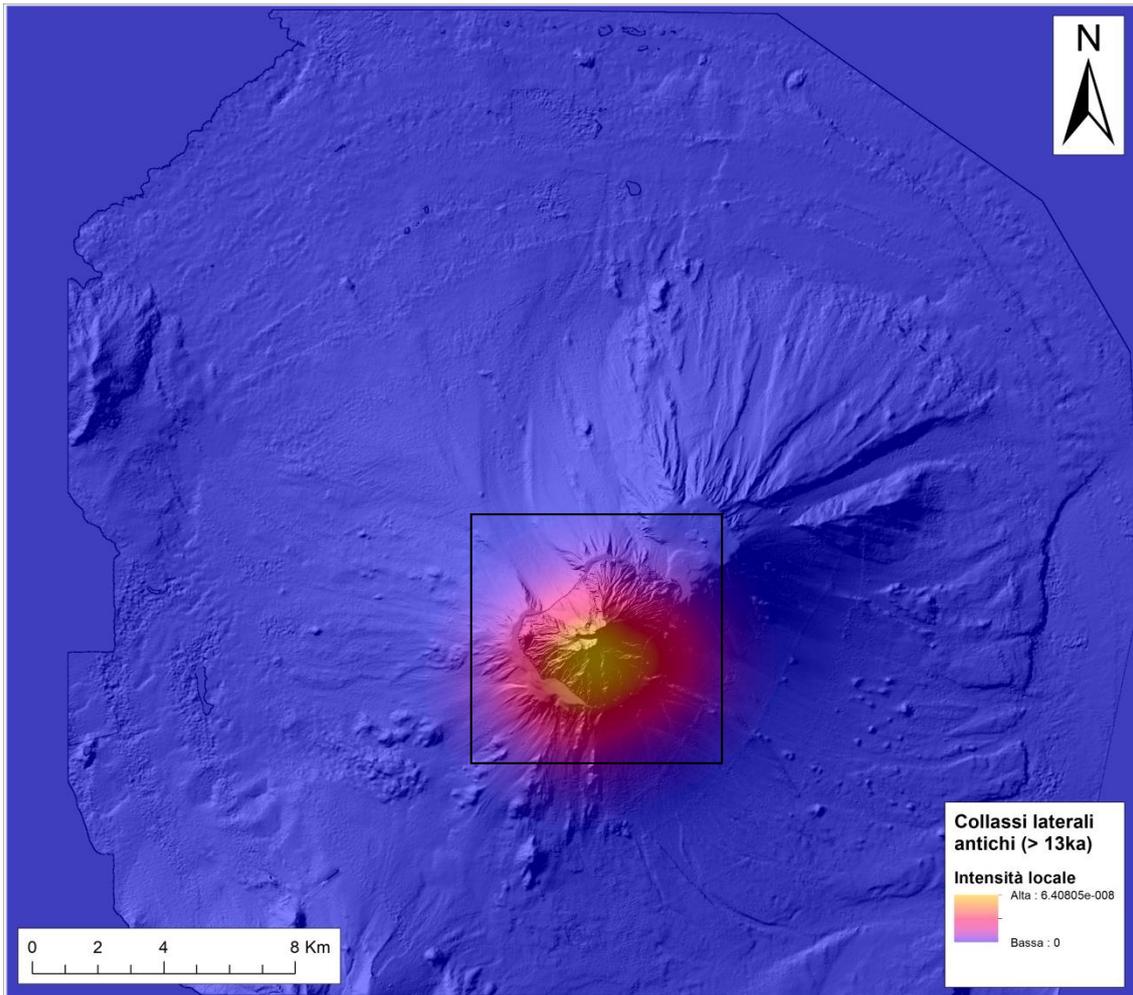
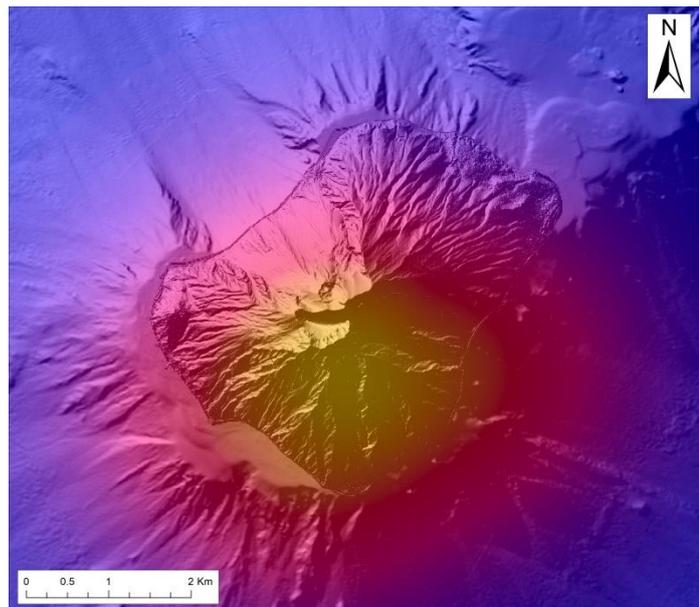


Figura 23g - PDF dei collassi laterali antichi di Stromboli calcolati con il Gaussian Kernel utilizzando una bandwidth di 1296m. Risoluzione 100m.



Ingrandimento della PDF dei collassi laterali antichi.

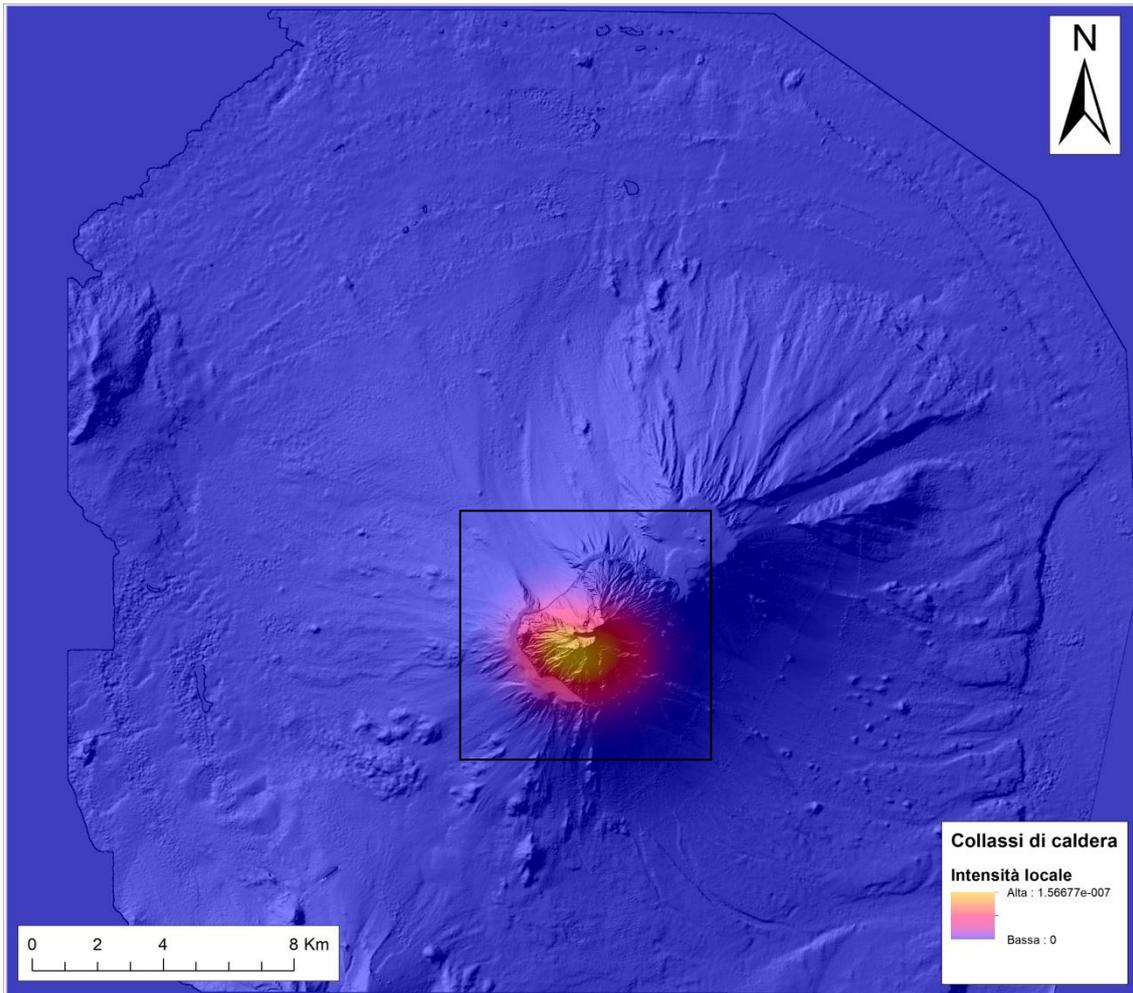
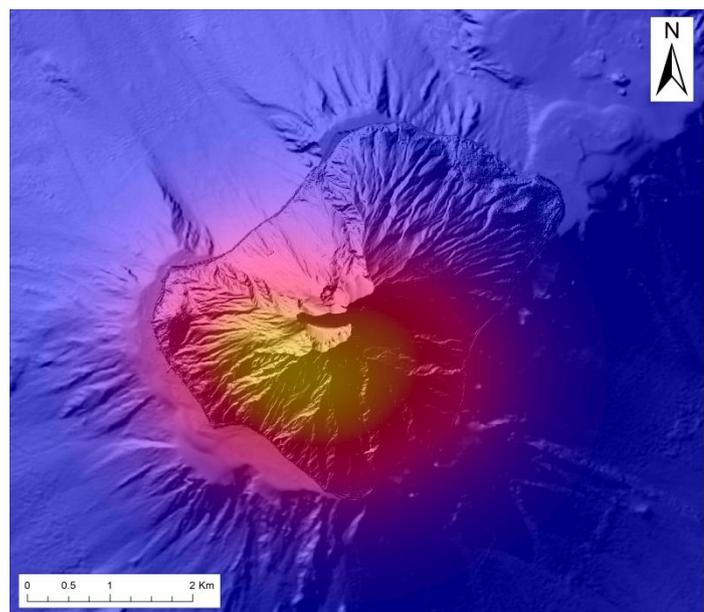


Figura 23h - PDF dei collassi di caldera di Stromboli calcolati con il Gaussian Kernel utilizzando una bandwidth di 774m. Risoluzione 100m.



Ingrandimento della PDF dei collassi di caldera.

4.1.1.5 Analisi multicriterio (AHP)

L'analisi multicriterio secondo il metodo AHP ha la funzione di discriminare le varie strutture vulcaniche e tettoniche compilate dalla letteratura, e di assegnare ad esse dei "pesi" in termini di importanza ai fini della previsione futura. Quello che viene chiesto, in pratica, è quanto le singole vulcano-strutture siano più o meno importanti delle altre nel condizionare la localizzazione dei vent nel caso di una eruzione futura del vulcano.

In *Figura 24* si ha un esempio della tabella AHP redatta da uno degli esperti coinvolti nello studio, attraverso uno schema di valutazione che contiene elementi di soggettività.

Volcano datasets (8)	Centri eruttivi e fessure eruttive Recenti Sciara del Fuoco (< 13 ka)	Centri eruttivi e fessure eruttive Recenti (< 13 ka)	Centri eruttivi e fessure eruttive Antiche (> 13 ka)	Centri eruttivi sommersi	Dicchi	Collassi laterali Recenti (< 13 ka)	Collassi laterali Antichi (> 13 ka)	Bordi di caldere
Centri eruttivi e fessure eruttive Recenti Sciara del Fuoco (< 13 ka)	1	7	9	9	9	5	8	9
Centri eruttivi e fessure eruttive Recenti (< 13 ka)		1	7	6	8	1/2	3	6
Centri eruttivi e fessure eruttive Antiche (> 13 ka)			1	1/2	5	1/5	1	3
Centri eruttivi sommersi				1	5	1/5	2	6
Dicchi					1	1/9	1/5	1
Collassi laterali Recenti (< 13 ka)						1	6	8
Collassi laterali Antichi (> 13 ka)							1	2
Bordi di caldere								1

Figura 24 - Tabella rappresentante la valutazione (personale e soggettiva) assegnata nei confronti di ogni coppia delle vulcano-strutture.

Mediando i valori della tabella di cui sopra con i valori assegnati da altri 4 esperti, si ottiene la tabella di *Figura 25* che contiene valori di relativa importanza delle singole strutture vulcaniche e tettoniche più oggettiva.

Volcano datasets (8)	Centri eruttivi e fessure eruttive Recenti Sciara del Fuoco (< 13 ka)	Centri eruttivi e fessure eruttive Recenti (< 13 ka)	Centri eruttivi e fessure eruttive Antiche (> 13 ka)	Centri eruttivi sommersi	Dicchi	Collassi laterali Recenti (< 13 ka)	Collassi laterali Antichi (> 13 ka)	Bordi di caldere
Centri eruttivi e fessure eruttive Recenti Sciara del Fuoco (< 13 ka)	1	5.60	8.40	8.40	7.20	5.40	7.40	8.00
Centri eruttivi e fessure eruttive Recenti (< 13 ka)		1	7.60	5.00	5.50	3.00	5.60	7.20
Centri eruttivi e fessure eruttive Antiche (> 13 ka)			1	1.58	2.87	1.34	2.40	3.20
Centri eruttivi sommersi				1	3.23	0.97	4.60	5.90
Dicchi					1	0.51	2.94	4.20
Collassi laterali Recenti (< 13 ka)						1	5.80	7.20
Collassi laterali Antichi (> 13 ka)							1	2.60
Bordi di caldere								1

Figura 25- Tabella rappresentante la valutazione (mediata da 5 esperti) assegnata nei confronti di ogni coppia delle vulcano-strutture.

I valori relativi dell'importanza di ciascuna delle vulcano-strutture rispetto alle altre, o pesi percentuali, sono di seguito elencati, arrotondati all'intero più vicino:

Centri eruttivi e fessure eruttive recenti (Sciara del Fuoco) → 0.407

Centri eruttivi e fessure eruttive recenti → 0.224

Centri eruttivi e fessure eruttive antiche → 0.075

Centri eruttivi sommersi → 0.088

Dicchi → 0.052

Collassi laterali recenti → 0.100

Collassi laterali antichi → 0.033

Bordi di caldere → 0.021

Questi pesi percentuali saranno considerati come elementi di input per il software QVAST finalizzato alla realizzazione della mappa della suscettività finale, a pesi differenti, e alle diverse risoluzioni (50, 75, 100m).

4.1.1.6 Mappa della suscettività

La mappa della suscettività di Stromboli viene realizzata utilizzando due metodi differenti, messi a confronto.

Nel primo metodo si assegna ad ogni gruppo di vulcano-strutture un peso uguale per tutti (0.125), in quanto la somma dei pesi deve essere uguale a 1 (100%). Nel secondo metodo, la mappa della suscettività viene calcolata utilizzando l'analisi multicriterio AHP. In questo secondo caso, per ogni PDF viene indicato un diverso peso (*vedi pag. 59*), risultato dalla media della valutazione di 5 esperti.

Il software utilizzato in entrambi i metodi è QVAST, in grado di calcolare la somma dei pesi e valutare il raster della mappa che rappresenta la suscettività spaziale, in tre diverse risoluzioni (100, 75, 50m).

Nelle *Figura 26a-c* viene indicata la mappa della suscettività di Stromboli applicando il primo metodo, mentre nelle *Figura 27a-c* si illustra la mappa della suscettività applicando il secondo metodo.

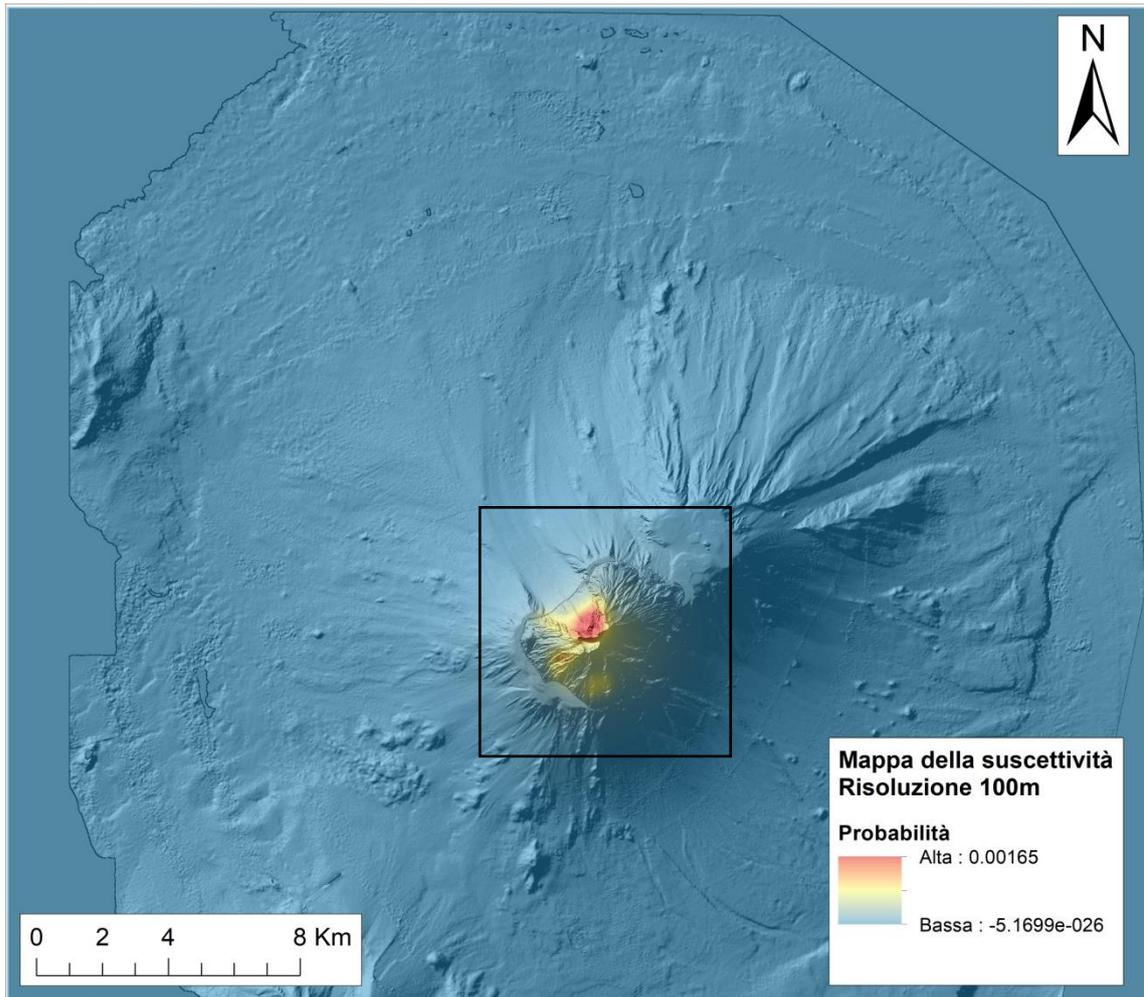
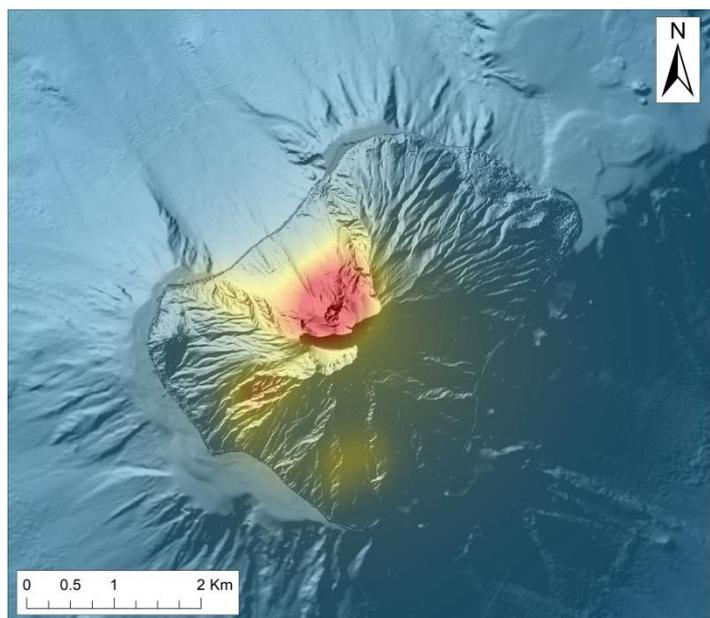


Figura 26a - Mappa della suscettività a pesi uguali calcolata con una risoluzione spaziale pari a 100m.



Ingrandimento mappa della suscettività a pesi uguali, risoluzione 100m.

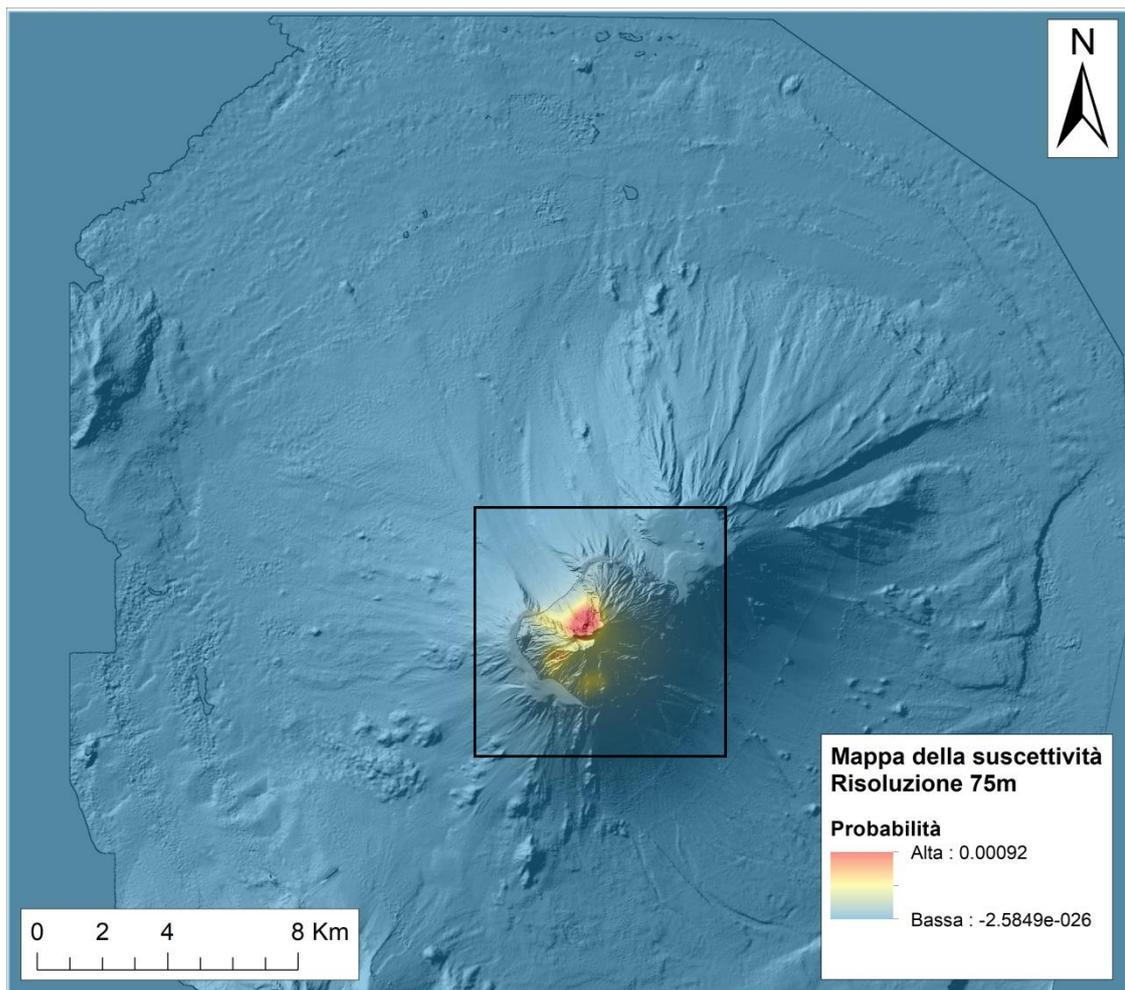
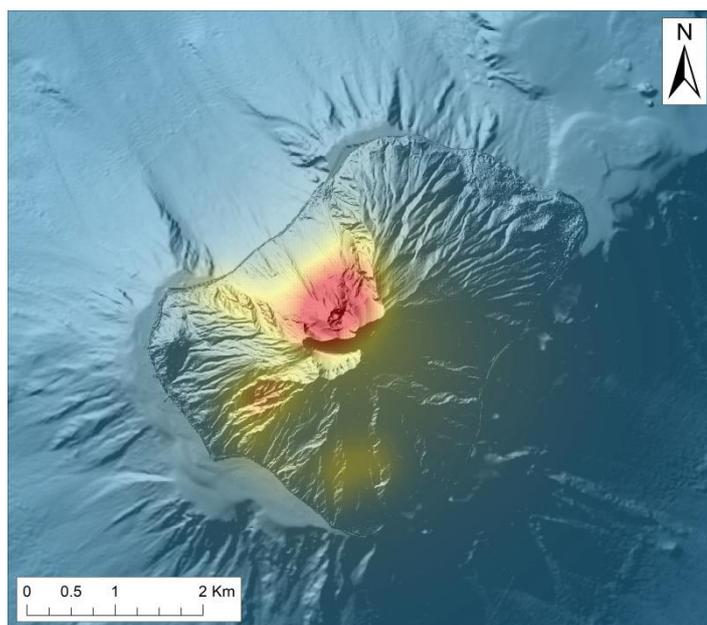


Figura 26b – Mappa della suscettività a pesi uguali calcolata con una risoluzione spaziale pari a 75m.



Ingrandimento mappa della suscettività a pesi uguali, risoluzione 75m.

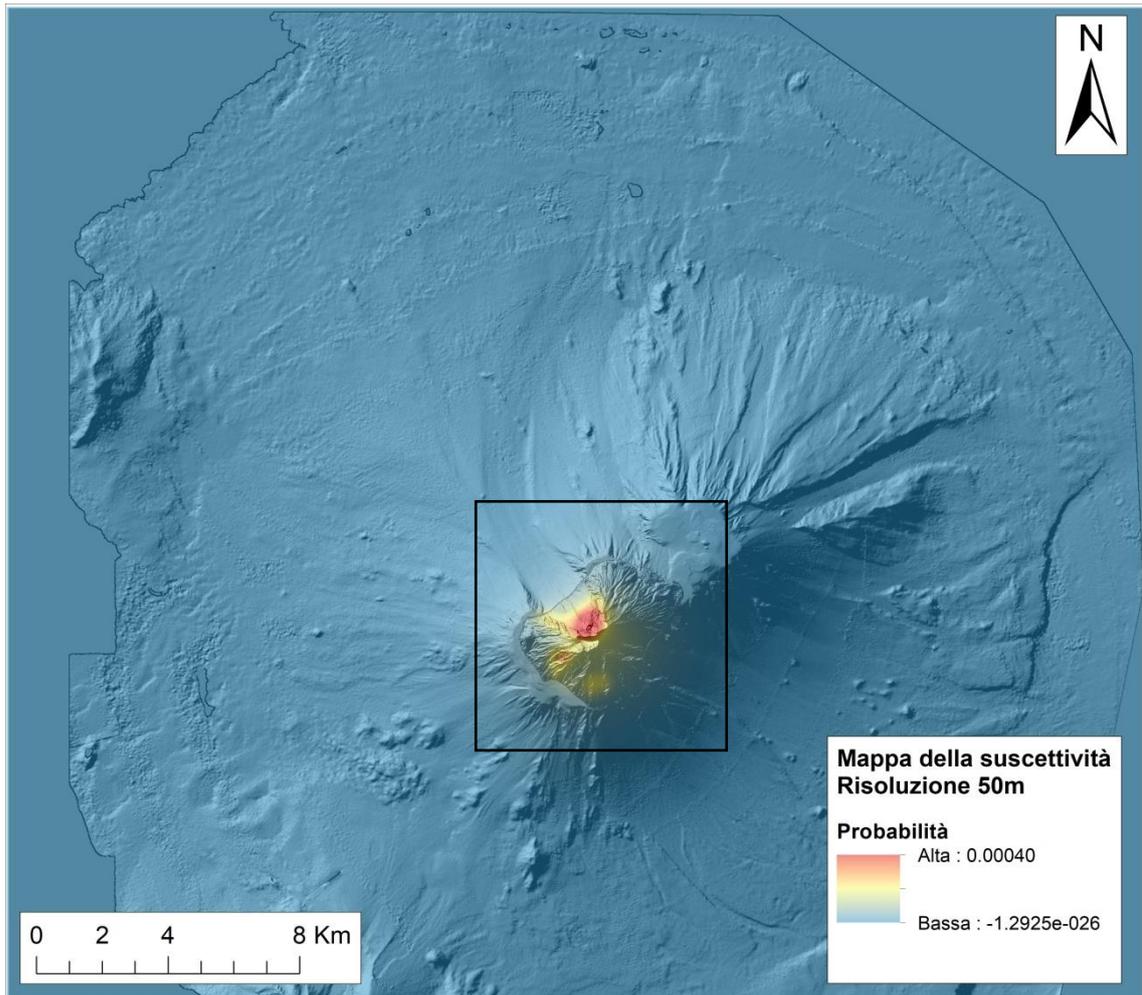
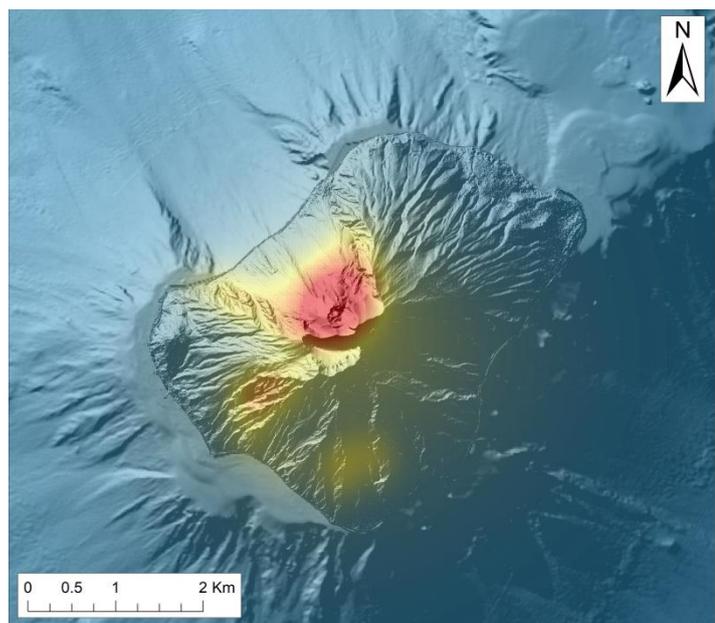


Figura 26c - Mappa della suscettività a pesi uguali calcolata con una risoluzione spaziale pari a 50m.



Ingrandimento mappa della suscettività a pesi uguali, risoluzione 50m.

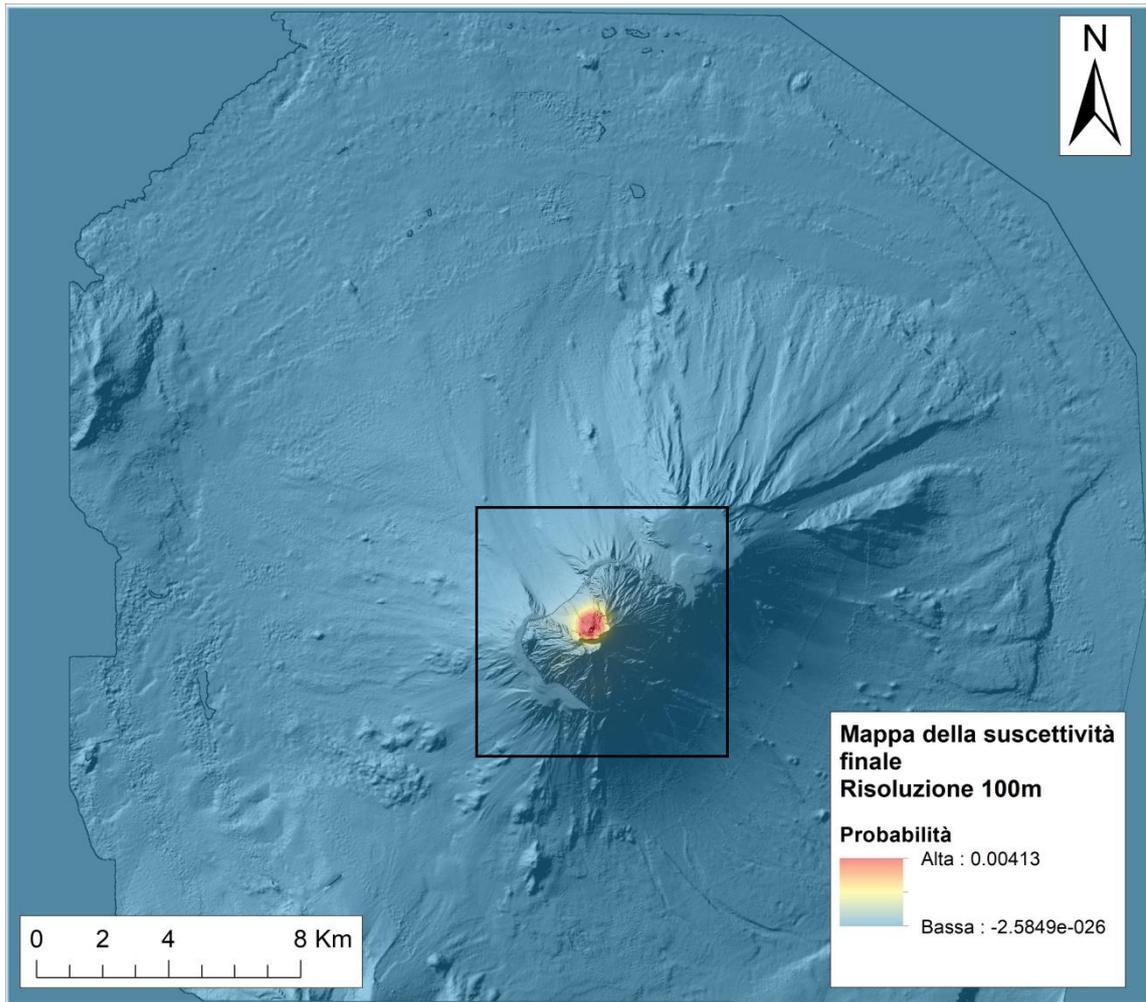
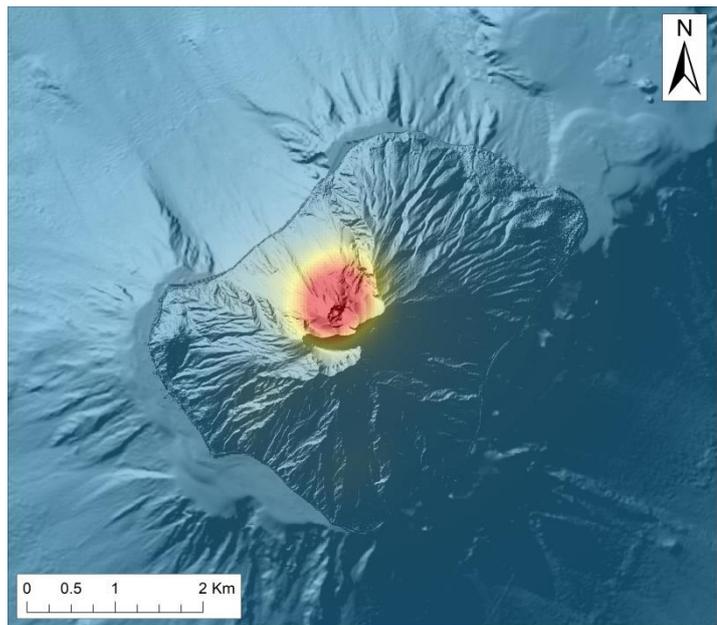


Figura 27a – Mappa della suscettività finale a pesi differenti, calcolata con una risoluzione spaziale pari a 100m.



Ingrandimento mappa finale della suscettività a pesi differenti, risoluzione 100m.

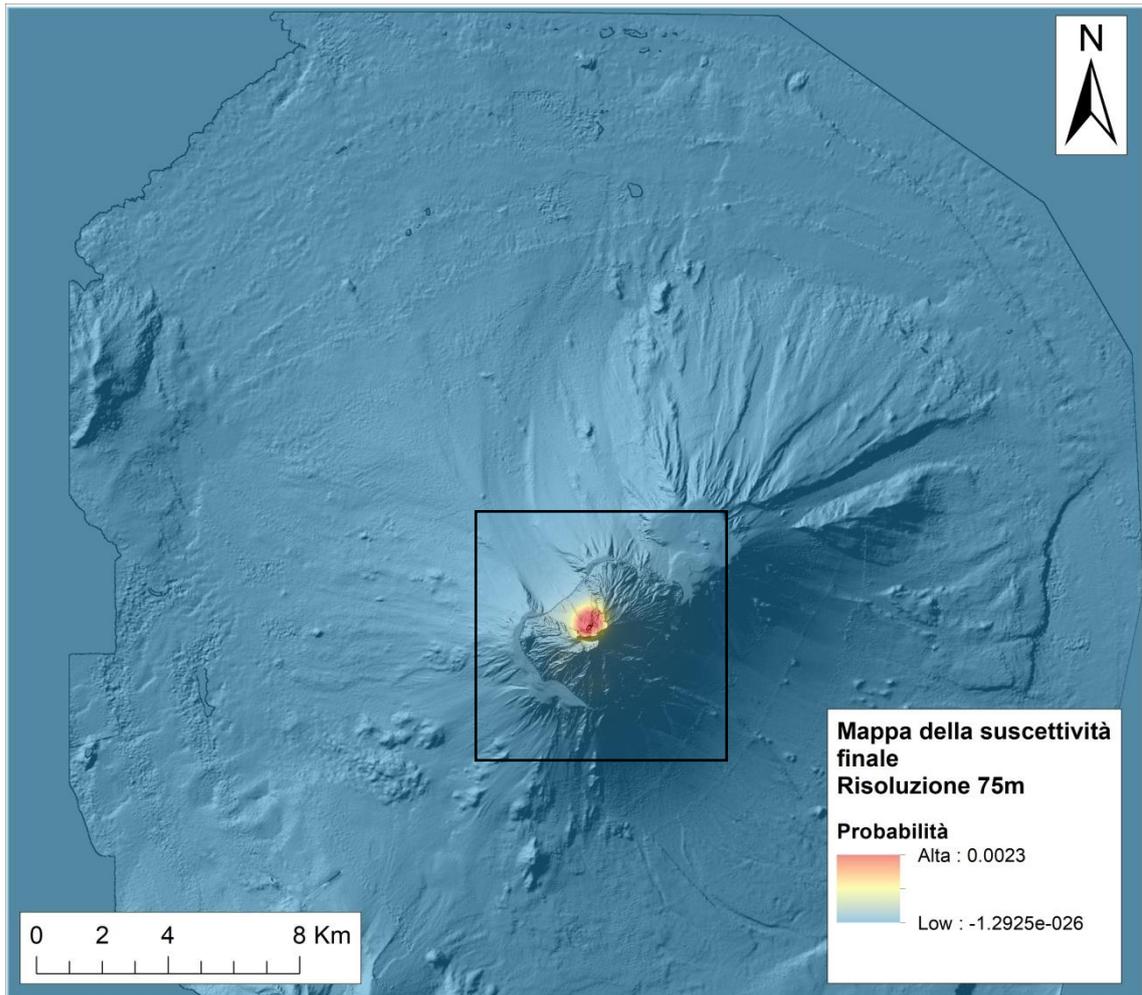
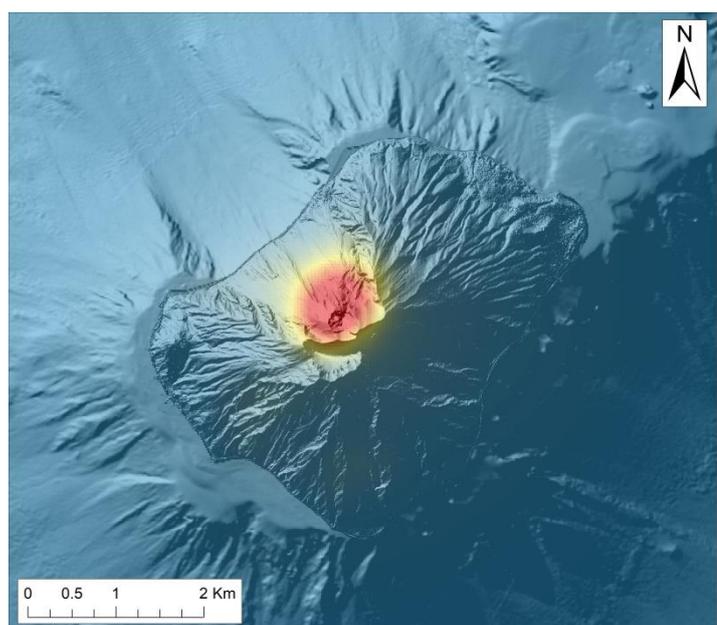


Figura 27b - Mappa della suscettività finale a pesi differenti, calcolata con una risoluzione spaziale pari a 75m.



Ingrandimento mappa finale della suscettività a pesi differenti, risoluzione 75m.

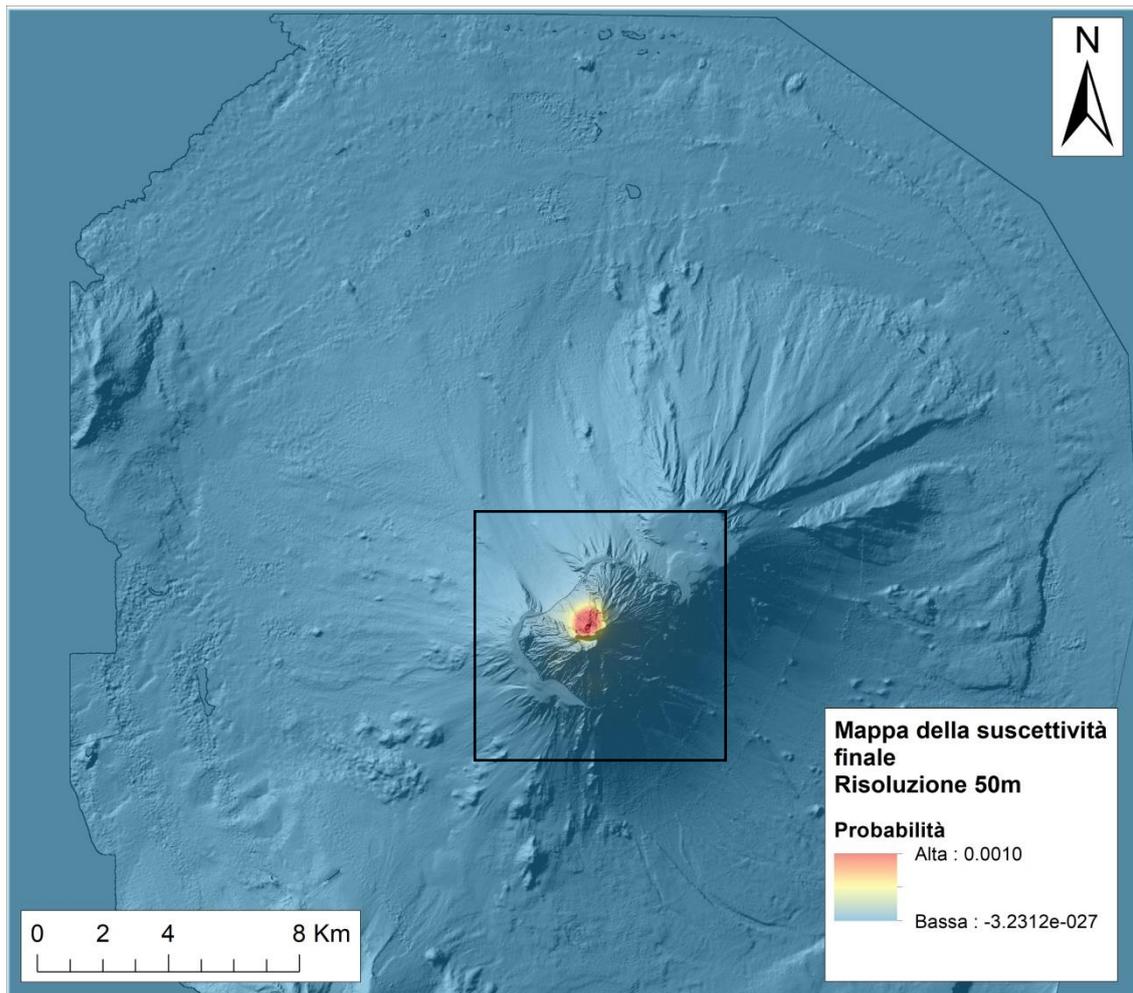
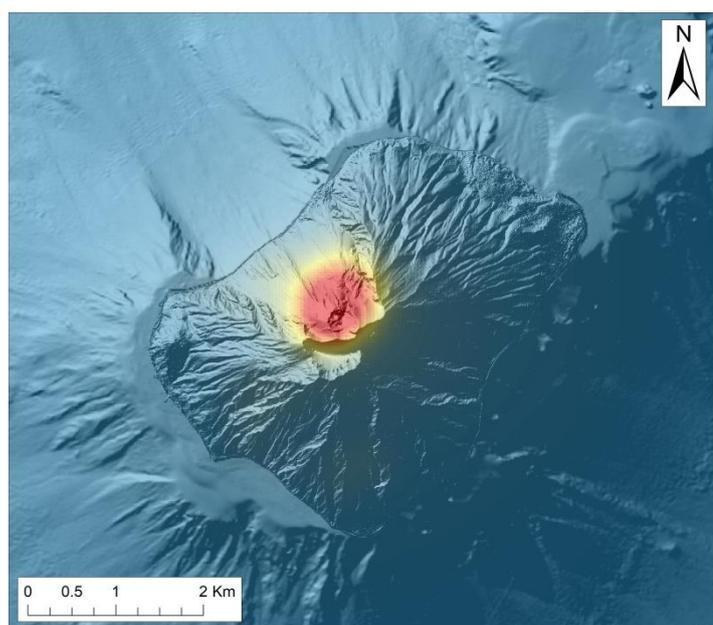


Figura 27c - Mappa della suscettività finale a pesi differenti, calcolata con una risoluzione spaziale pari a 50m.



Ingrandimento mappa finale della suscettività a pesi differenti, risoluzione 50m.

La mappa della suscettività creata utilizzando il primo metodo, a diversa risoluzione [Figura 26a-c], mostra che la più alta probabilità di apertura di nuovi vent è concentrata nella zona sommitale della Sciara del Fuoco, con una medio-alta probabilità anche in corrispondenza della vulcano-struttura dei dicchi.

La mappa della suscettività finale, creata utilizzando il secondo metodo e quindi inserendo diversi pesi ad ogni PDF (per ogni risoluzione), mostra che la più alta probabilità di apertura di nuovi vent è concentrata solamente nella zona sommitale della Sciara del Fuoco [Figura 27a-c].

4.1.2 Scenari eruttivi

La valutazione della pericolosità deve essere basata sulla simulazione di diversi processi vulcanici attraverso la mappa di suscettività. Al fine di illustrare potenziali eruzioni future di Stromboli, gli scenari eruttivi sono simulati considerando il pericolo più probabile, dato cioè dai flussi di lava che potrebbero verificarsi in caso di eruzioni. Sono state prese in considerazione eruzioni che si verificano a terra a partire da bocche eruttive recenti (di età inferiore a 13.000 anni) situate all'interno della Sciara del Fuoco o all'interno della zona ad alta probabilità di apertura di vent futuri [Figura 28a,b].

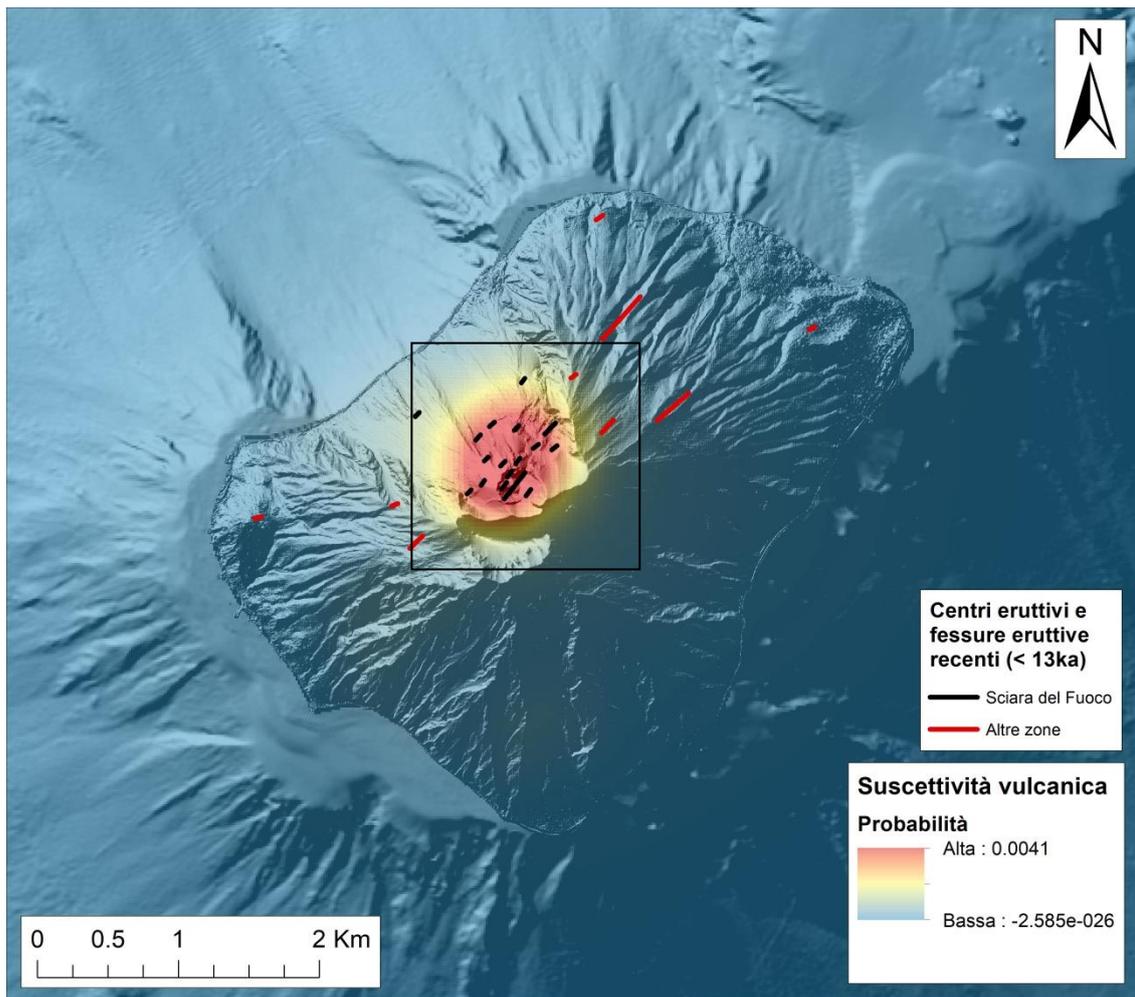


Figura 28a – Rappresentazione dei centri eruttivi e delle fessure eruttive recenti in corrispondenza delle zone ad elevata suscettività.

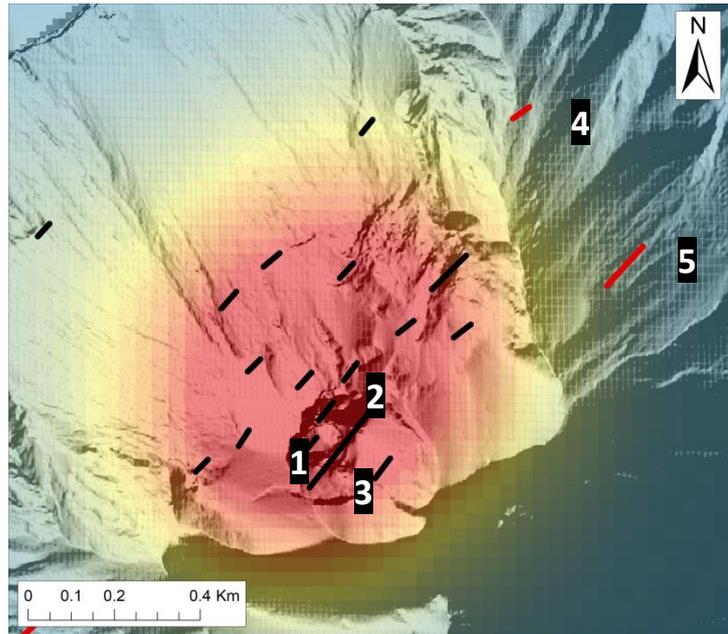


Figura 28b - Ingrandimento della zona ad elevata suscettività e rappresentazione dei centri eruttivi e fessure eruttive recenti numerate in base all'ordine di simulazione.

4.1.2.1 Simulazioni di colate

La simulazione delle colate laviche da sorgenti puntuali e fessure viene realizzata attraverso l'uso del software Q-LAVHA. È stato utilizzato come base il modello digitale di elevazione (DEM) dell'isola con una dimensione delle celle di 10m.

Tenendo presente i valori di suscettività precedentemente ottenuti (*capitolo 4.1.1.6*), vengono simulati scenari di flussi di lava che prendono in considerazione solo quei pixel situati sulla terra che si trovano sui diversi valori di probabilità spaziale compresi tra 0,0010 a $-3.23e-27$ [*Figura 27c*]. I flussi di lava generati in eruzioni sottomarine, anche in acque poco profonde, si presume che non causino alcun impatto diretto sull'isola. Queste simulazioni di flussi di lava si basano su un modello probabilistico che presuppone che la topografia sia il fattore più importante nel determinare il percorso di un flusso di lava (*Becerril, 2014*).

Nel modello, i parametri di input per i flussi di lava erano vincolati dalla lunghezza massima delle colate e dai loro spessori ricavati dallo studio bibliografico. Considerando che la maggior parte dei flussi di lava in passato raggiunse il mare, si presume una lunghezza dei flussi che vanno da 800m a 2000m circa, mentre lo spessore usato come input per i modelli è 2 m. Inoltre, visto che Q-LavHA usa un approccio probabilistico, è importante che vengano eseguite iterazioni sufficienti per ogni simulazione (1500). Troppe iterazioni producono risultati non rappresentativi della probabilità di inondazione di lava reale e della propagazione spaziale del flusso.

I risultati forniscono una mappa che dà la probabilità di invasione da un flusso di lava.

Nelle *figure 29a-c*, le simulazioni vengono fatte a partire da tre diversi centri eruttivi presenti all'interno dell'area ad elevata probabilità di apertura di nuovi vent nel futuro, come mostra la mappa finale della suscettività. I tre centri eruttivi si trovano infatti all'interno dell'area sommitale della Sciara del Fuoco, dove ci sono le bocche eruttive attualmente attive.

Il colore rosso rappresenta una maggiore probabilità dell'andamento che la colata di lava può seguire a partire dai centri eruttivi e dalle fessure eruttive ipotizzate. Una minore probabilità è invece rappresentata dal colore giallo.

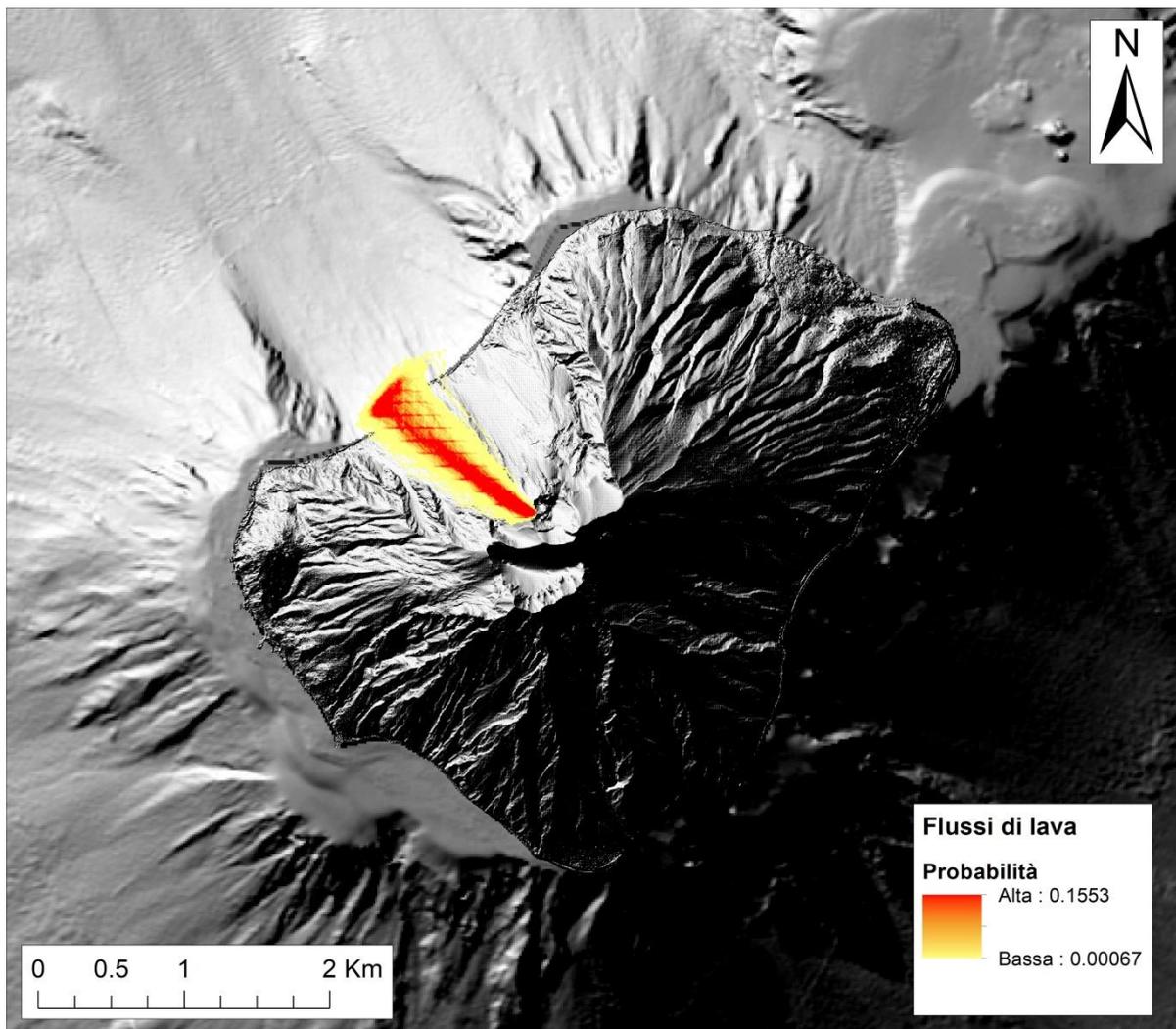


Figura 29a– Esempio di simulazione di colate di lava da centri eruttivi. Parametri inseriti: 2m di spessore, lunghezza massima 1800m.

In *figura 29a*, si ha la simulazione di un flusso di lava che parte dal centro eruttivo indicato con il numero 1 [*Figura 28b*] e scorre lungo il versante della Sciara del Fuoco. La colata viene ipotizzata di 2m di spessore e con una lunghezza massima raggiungibile di 1800m.

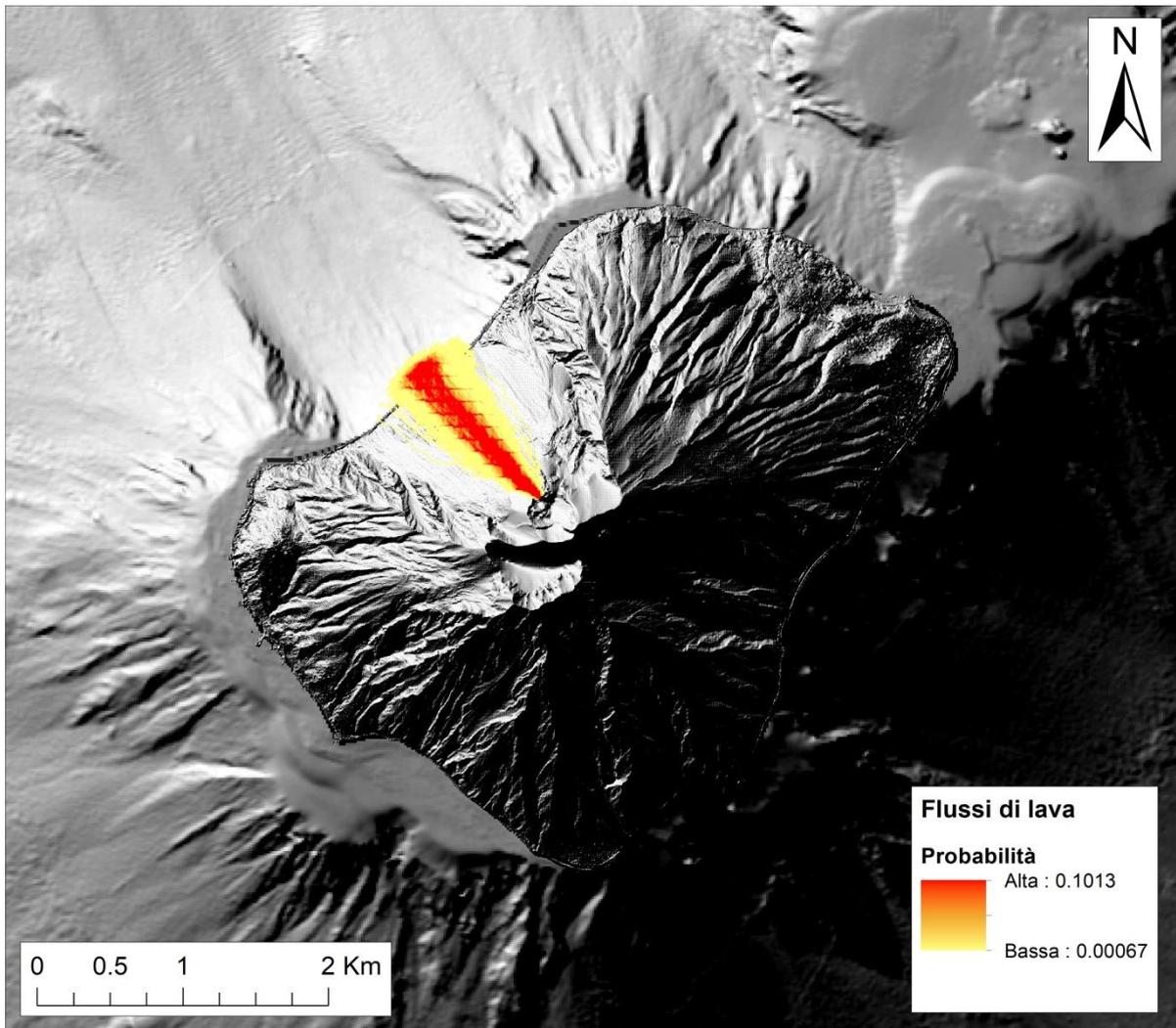


Figura 29b – Esempio di simulazione di colate di lava da centri eruttivi. Parametri inseriti: 2m di spessore, lunghezza massima 1600m.

In questa seconda simulazione [Figura 29b], il centro eruttivo di partenza è quello indicato con il numero 2 [Figura 28b]. Il flusso di lava presenta uno spessore di 2m e una lunghezza di 1600m. La colata fluisce lungo il versante della Sciara del Fuoco.

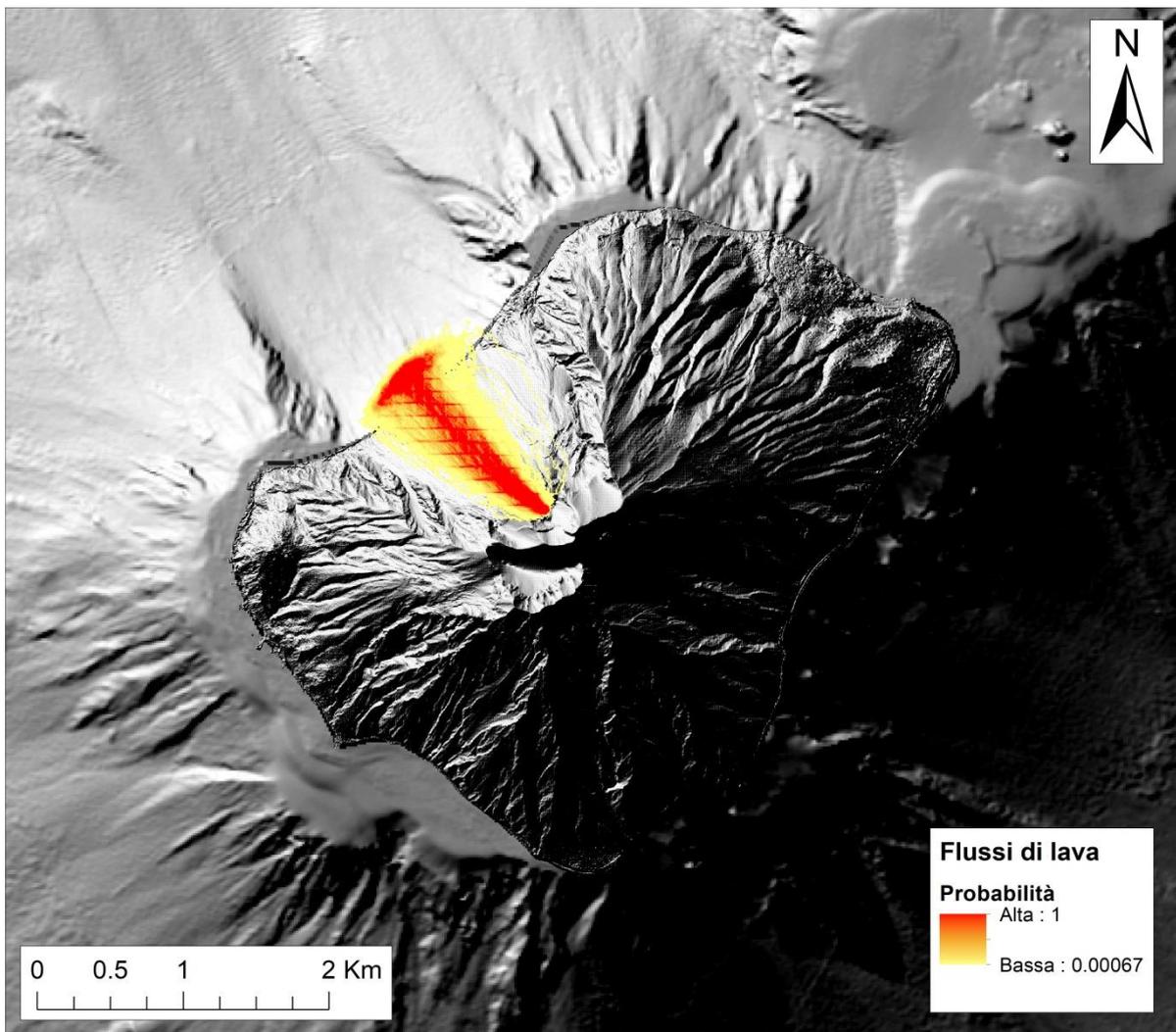


Figura 29c – esempio di simulazione di colate di lava da centri eruttivi. Parametri inseriti: 2m di spessore, lunghezza massima 2000m.

Nella simulazione di *Figura 29c*, il centro eruttivo di partenza è indicato con il numero 3 [*Figura 28b*]. Anche in questo caso, il flusso di lava percorre il versante della Sciara del Fuoco raggiungendo il mare. I parametri utilizzati per la simulazione sono 2m di spessore e 2000m di lunghezza massima.

In *Figura 30* la simulazione del flusso di lava viene fatta partire da un centro eruttivo appartenente alla vulcano-struttura dei centri eruttivi recenti (*vedi numero 4, Figura 28b*). I flussi di lava, di spessore 2m, si diramano in 2 differenti percorsi principali.

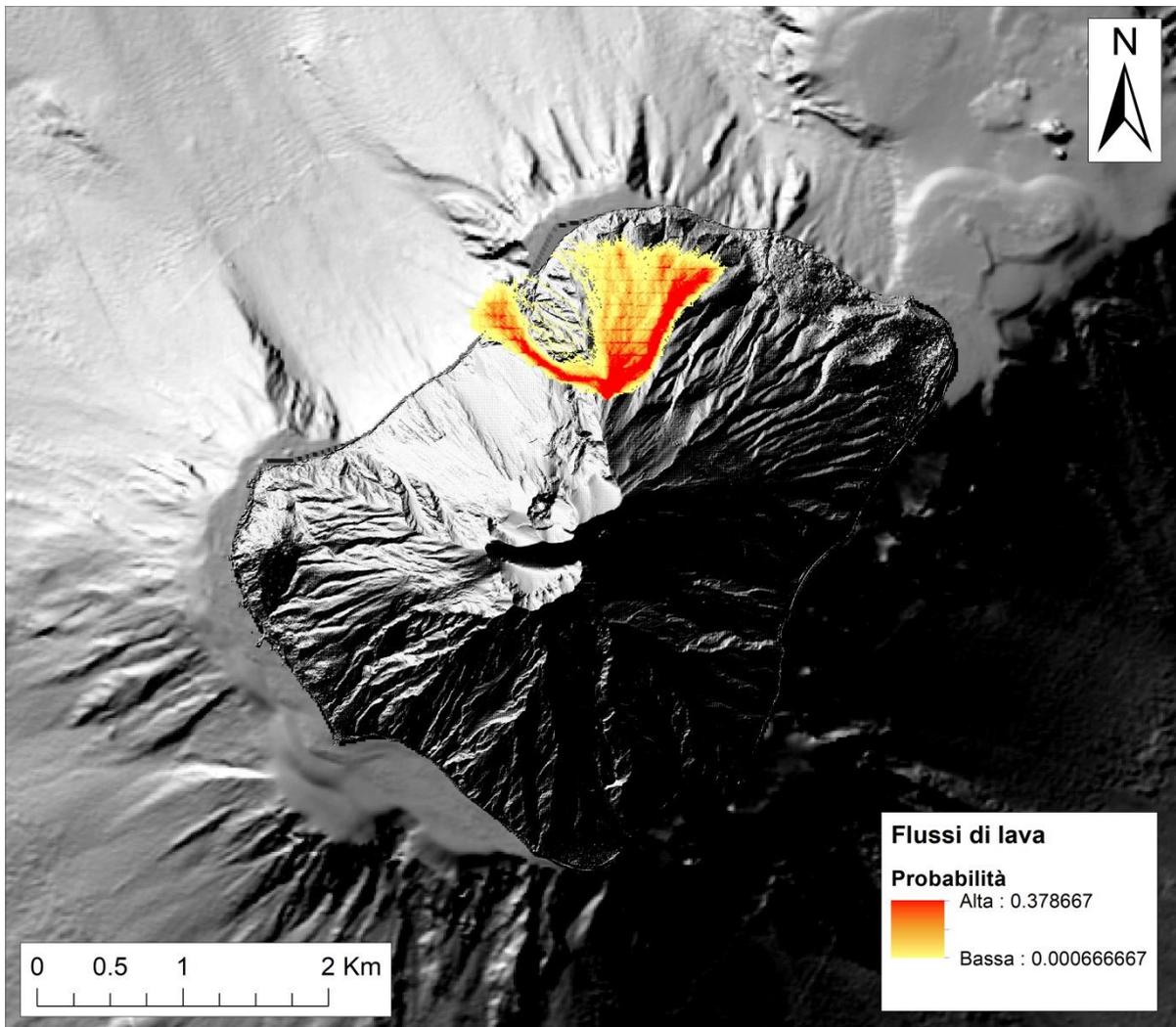


Figura 30 – Esempio di simulazione di colate di lava da centri eruttivi. Parametri inseriti: 2m di spessore, lunghezza massima 1500m.

In *Figura 31* si ha la simulazione di una colata di lava di 2m di spessore che parte dalla fessura eruttiva di San Bartolo (*vedi Epoca 6a, cap. 3.1.2*) situata lungo il versante Nord dell'Isola (*vedi numero 5, Figura 28b*). La fessura in questione appartiene alla vulcanostruttura delle fessure eruttive recenti, in attività 2000 anni fa.

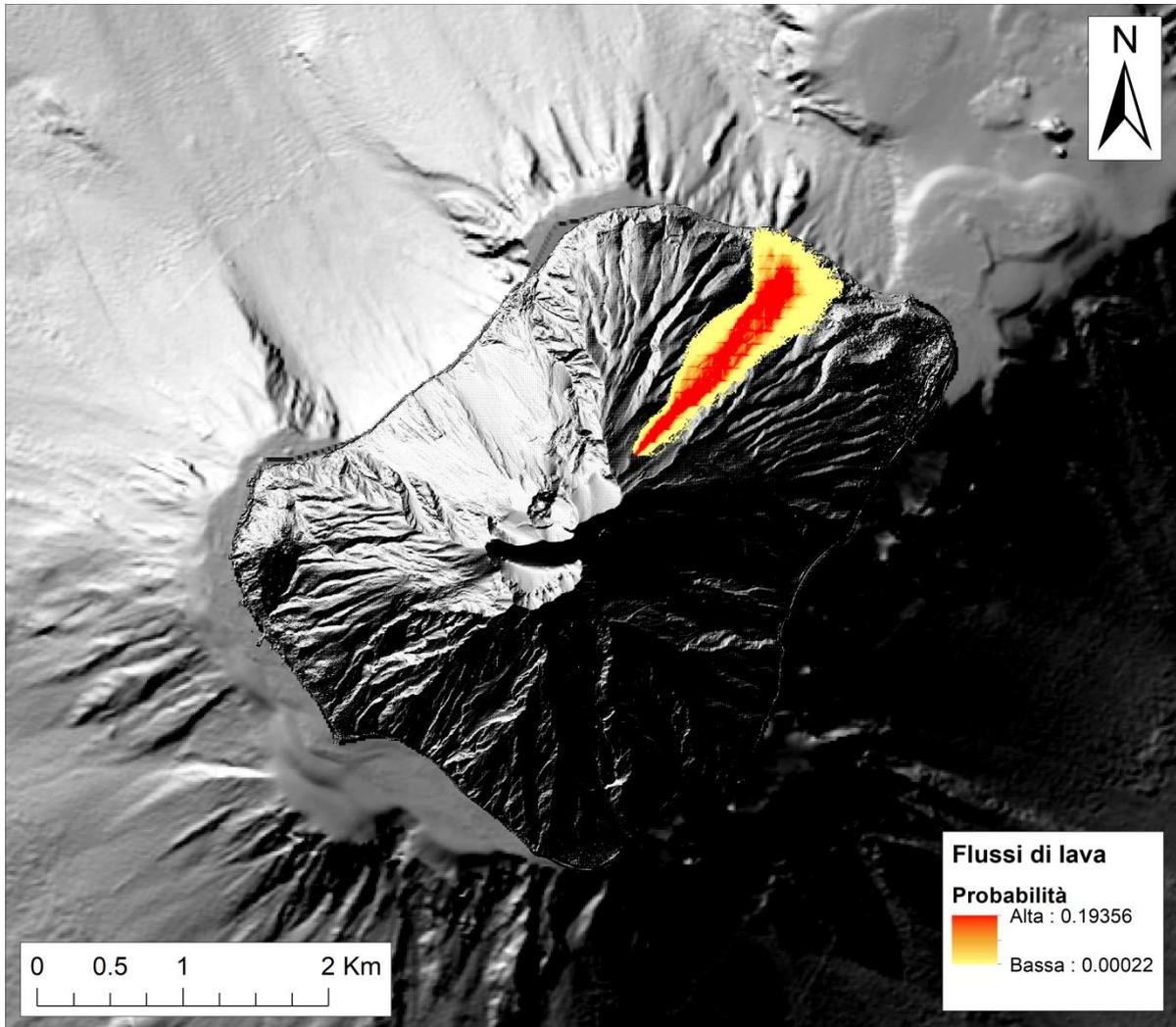


Figura 31– Esempio di simulazione di colate di lava da fessure eruttive. Parametri inseriti: 2m di spessore, lunghezza massima 2250m.

4.2 RISPOSTA SISMICA DI STROMBOLI

Il lavoro per la caratterizzazione della risposta sismica dei due abitati dell'Isola di Stromboli è suddiviso in quattro fasi. La prima riguarda la ricerca bibliografica delle informazioni disponibili sulla geologia dei siti. La seconda fase si articola in una campagna di verifica, dove possibile, della geologia di superficie e nell'acquisizione ed elaborazione di misure geofisiche. La terza fase consiste nell'estrazione delle registrazioni dei terremoti di riferimento dalla banca dati di ITACA (*Italian ACcelerometric Archive*, <http://itaca.mi.ingv.it/>) e nella derivazione degli spettri di risposta attesi in superficie. La quarta e ultima fase consiste nella sintesi di tutti i dati analizzati.

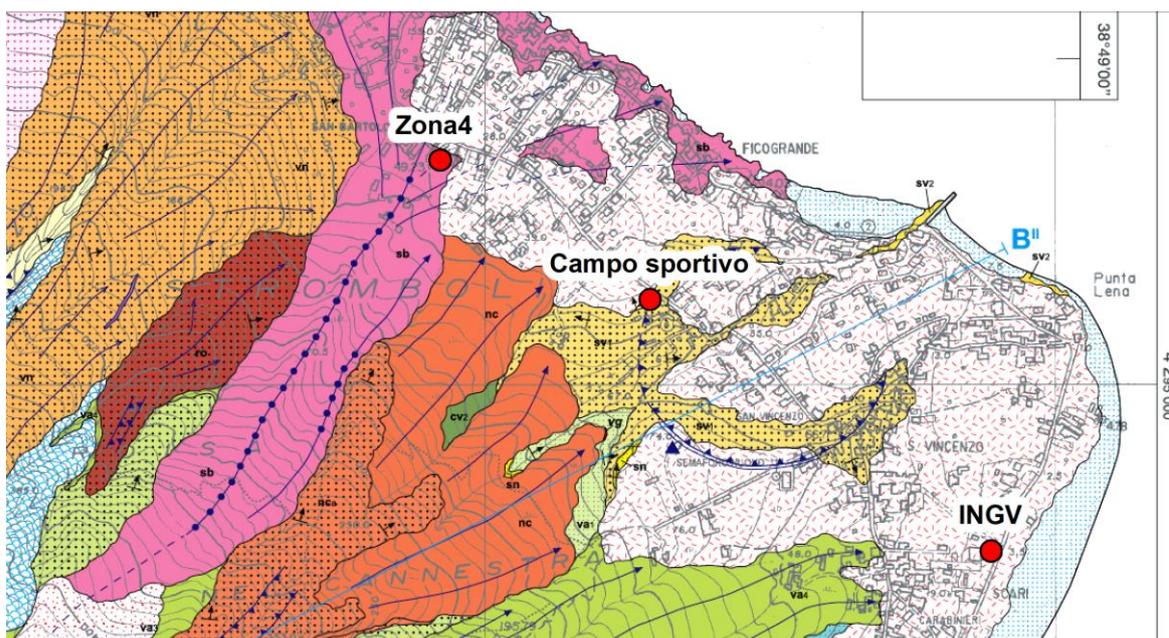
4.2.1 Campagna di indagine

Le indagini hanno riguardato 5 siti, scelti in modo da rappresentare ciascuno una diversa condizione geologica. Denomineremo i siti: INGV, Campo Sportivo, Zona 4, Elicottero e Cimitero.

Il sito denominato *INGV*, si trova al di sopra di depositi colluviali recenti [Figura 32], ovvero detriti accumulatisi ai piedi dei versanti per opera degli agenti atmosferici.

Il sito *Campo sportivo* si trova invece in corrispondenza di un bordo di cratere appartenente alla Formazione di San Vincenzo [Figura 32], caratterizzata da breccie scoriacee e lapilli di colore rosso e nero che formano un cono di scorie periferico situato lungo le pendici inferiori del versante nord-orientale di Stromboli, attualmente profondamente eroso e sigillato da depositi colluviali e aree urbanizzate. Il cono di scorie di San Vincenzo è stratigraficamente definito al di sotto delle lave di Canestrà.

Il sito *zona 4* si trova al di sopra dei depositi della Formazione di San Bartolo [Figura 32], caratterizzata da flussi di lava di tipo aa, neri, densi, di spessori metrici, originati da una fessura eruttiva orientata a NE situata a 650 m s.l.m., lungo il fianco nord-orientale di Stromboli. Queste colate laviche formano un campo di lava (1,5 km di lunghezza) con due canali di lava e un condotto di lava dietro la chiesa di San Bartolo, formando un delta di lava di 1 km nel settore costiero tra Ficogrande e Piscità.



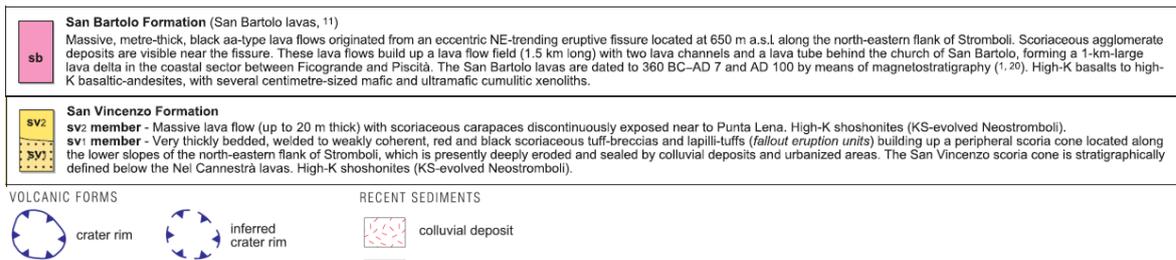


Figura 32- Stralcio della mappa geologica dell'Isola di Stromboli e rispettiva legenda (Geological map of Stromboli, Lucchi et al., 2013)[Allegato3] in cui sono ubicati i primi tre siti, segnati in rosso: INGV, campo sportivo e zona 4.

Il sito *elicottero* si trova al di sopra della Formazione di Vigna Vecchia [Figura 33], a cui corrisponde un campo di colata lavica lobato (fino a 30 m di spessore) composto da flussi di lava pahoehoe, di spessori metrici, lateralmente continui, presenti all'interno di breccie di tipo aa. Questa unità è esposta lungo i pendii occidentali di Stromboli dietro l'abitato di Ginostra (a sud-ovest della Sciara del Fuoco) ed è collegata ad una fessura eruttiva situata nell'area di Vigna Vecchia ad altitudini di circa 600 m s.l.m. e ora coperto dalle scorie delle attività recenti.

Il sito *cimitero* è posto su conoidi detritiche [Figura 33], costituite da accumuli di sedimenti vulcanici. Al di sotto di esse, continuano i depositi della Formazione di Vigna Vecchia.

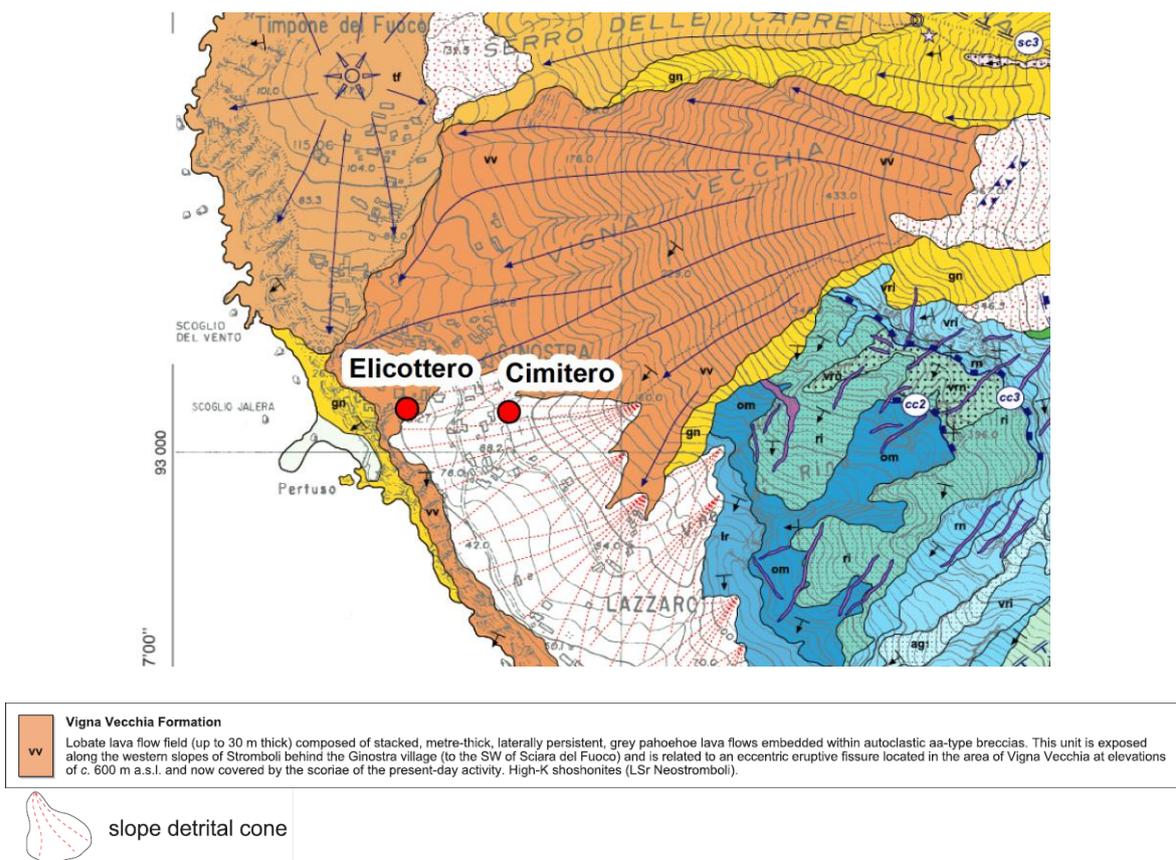


Figura 33 – Stralcio della mappa geologica dell'Isola di Stromboli e rispettiva legenda (Geological map of Stromboli, Lucchi et al., 2013)[Allegato3] in cui sono state effettuate le misure dei due siti a Ovest dell'Isola, segnati in rosso: elicottero e cimitero.

4.2.2 Acquisizione di misure geofisiche

Durante la campagna d'indagine sono stati raccolti dati geofisici attraverso misure di sismica passiva a stazione singola e sismica in array. Tutte le misure sono state elaborate con il software *Grilla* e i risultati sono esposti nelle pagine che seguono.

In dettaglio sono state svolte:

- 5 misure di microtremore ambientale a stazione singola. Le acquisizioni, della durata di 12-15 minuti, sono state effettuate con un tromografo digitale portatile a batteria (*Tromino*[®], *Micromed spa*). Il rumore sismico ambientale è stato campionato a 128 Hz.
- 5 misure in array sismico utilizzando un sistema *SoilSpy Rosina*[®] (*Micromed spa*), collegato a geofoni verticali a frequenza propria di 4.5 Hz, che attua la digitalizzazione del segnale campionato a 512 Hz direttamente sui geofoni, eliminando la possibilità di fenomeni di cross-talk lungo il cavo e migliorando il rapporto segnale-rumore. La spaziatura utilizzata tra i geofoni è stata di 2 o 3 metri, a seconda delle caratteristiche geologiche del sottosuolo indagato. In ogni sito è stato registrato il rumore sismico ambientale per 3 minuti e sono state effettuate misure usando come energizzazione un semplice salto. Sono stati registrati 3 impulsi all'inizio dello stendimento.

Tutte le indagini sono state effettuate in condizioni meteo di tempo sereno, su terreno libero e naturale, o altri spazi verdi pubblici o privati, evitando suoli particolarmente compatti o la presenza di pavimentazioni al fine di minimizzare l'effetto di riduzione dell'ampiezza delle componenti spettrali orizzontali (*Castellaro e Mulargia, 2009b*). I dati sono stati elaborati attraverso le tecniche già descritte nel capitolo 5, ossia HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio, *Nakamura, 1989*) e MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves, *Park et al., 1999*).

Le prove in array sono in grado di fornire informazioni utili sulle prime decine di metri di sottosuolo mentre la tecnica HVSR a stazione singola permette di ottenere informazioni sugli strati profondi. Attraverso la tecnica del fit congiunto tra i due tipi di prove sono stati ottenuti i profili di velocità del sottosuolo.

4.2.2.1 Sito INGV

Nel sito denominato *INGV* è stata effettuata un'acquisizione di rumore ambientale della durata di 15 minuti, e uno stendimento in array di 26 m di apertura, composto da 14 geofoni verticali spazati di 2 m l'uno dall'altro. Per l'elaborazione del modello di sottosuolo si è fatto affidamento alla prova in array [*Figura 34b*] in quanto essa è risultata più pulita rispetto alla curva H/V [*Figura 34a*]. Il sito è caratterizzato da terreni che mostrano un lieve aumento di V_s con la profondità ma senza rilevanti contrasti di impedenza. La velocità per i primi 30 metri risulta essere di circa 330 m/s (V_sH), classificando il sito in classe C del sottosuolo.

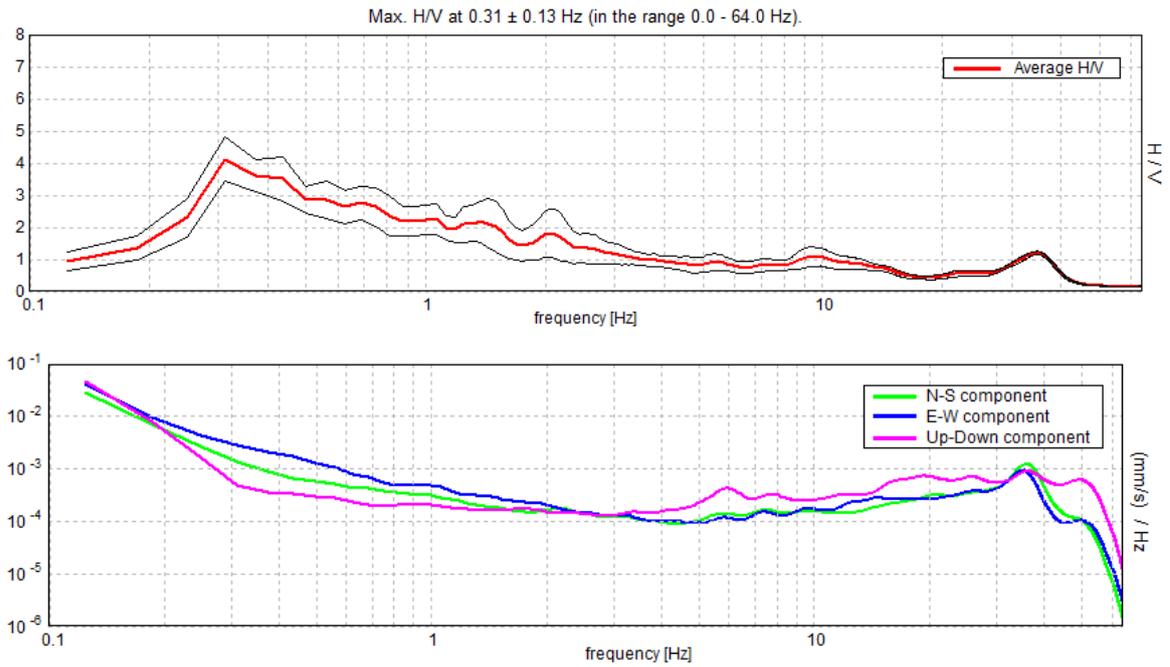


Figura 34a - Grafico H/V sperimentale dell'acquisizione effettuata nel sito d'indagine 'INGV' coi rispettivi spettri di ampiezza in velocità delle componenti del moto. Le linee nere indicano l'intervallo di confidenza 2σ . Non vi è presente nessun picco significativo ad eccezione di quello a 0.3 Hz.

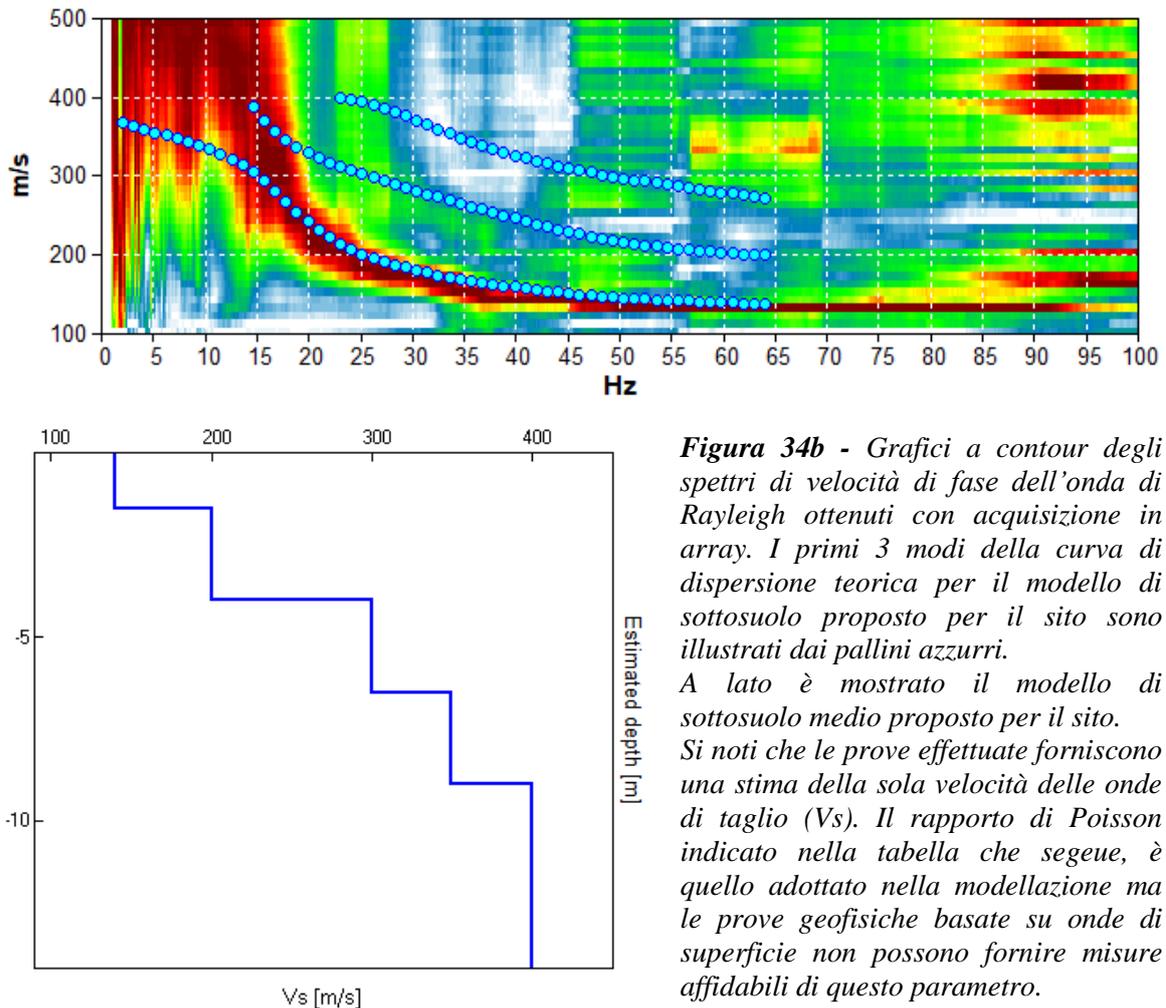


Figura 34b - Grafici a contour degli spettri di velocità di fase dell'onda di Rayleigh ottenuti con acquisizione in array. I primi 3 modi della curva di dispersione teorica per il modello di sottosuolo proposto per il sito sono illustrati dai pallini azzurri. A lato è mostrato il modello di sottosuolo medio proposto per il sito. Si noti che le prove effettuate forniscono una stima della sola velocità delle onde di taglio (V_s). Il rapporto di Poisson indicato nella tabella che segue, è quello adottato nella modellazione ma le prove geofisiche basate su onde di superficie non possono fornire misure affidabili di questo parametro.

	Thickn. [m]	Vp [m/s]	Vs [m/s]	Poiss.	Dens. [t/m^3]
1	1.5	464	140	0.45	1.9
2	2.5	571	200	0.43	2
3	2.5	808	300	0.42	2
4	2.5	896	350	0.41	2
5	0	1024	400	0.41	2

4.2.2.2 Sito campo sportivo

Nel sito *campo sportivo* è stata acquisita una misura di rumore ambientale di 15 minuti, ed effettuato uno stendimento in array [Figura 35b] di 33 m di apertura, realizzato con 12 geofoni equispaziati di 3 m. Il sito è caratterizzato da pochi metri di copertura a bassa velocità ($V_s \approx 150$ m/s) al di sopra di terreni più consistenti caratterizzati da due contrasti di impedenza. La curva H/V [Figura 35a] infatti mostra picchi naturali a circa 5 e 11 Hz e una serie di picchi artefattuali dopo i 10 Hz. Calcolando la velocità delle onde di taglio nello strato omogeneo equivalente nei primi 30 m di spessore ($V_s H \approx 370$ m/s), si può caratterizzare il suolo in categoria B.

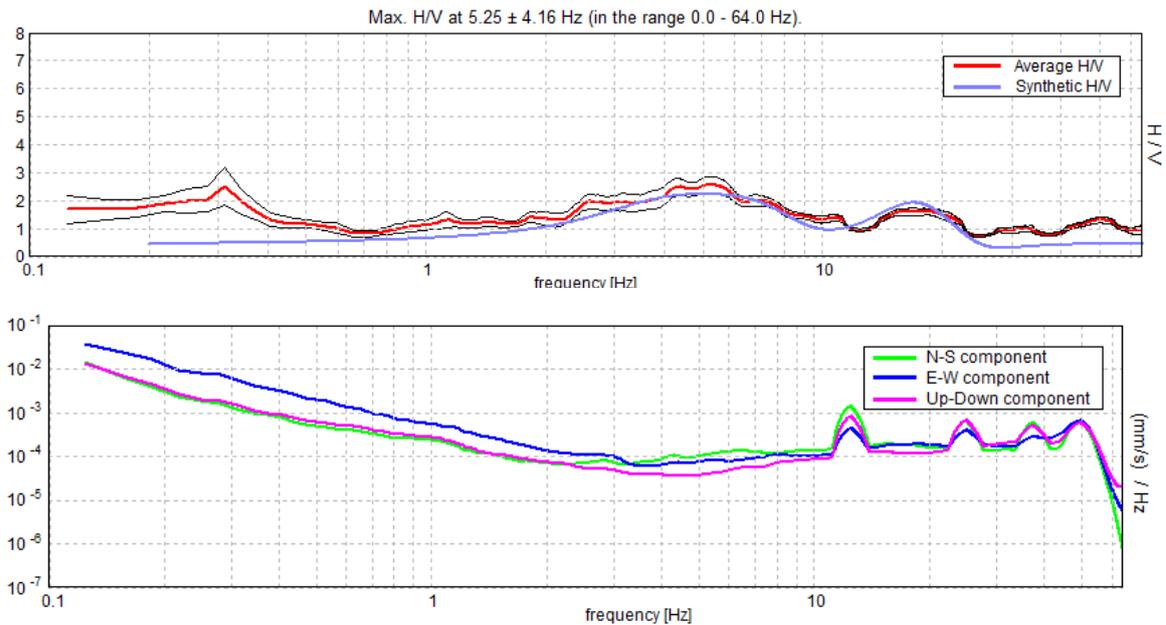


Figura 35a - Grafico H/V sperimentale dell'acquisizione effettuata nel sito d'indagine 'campo sportivo' coi rispettivi spettri di ampiezza in velocità delle componenti del moto. Le linee nere indicano l'intervallo di confidenza 2σ . In azzurro l'H/V teorico derivante dal modello di sottosuolo di Figura 35b. Si notano picchi di amplificazione naturale intorno ai 5 e 11 Hz, e una serie di picchi artefattuali dopo i 10 Hz.

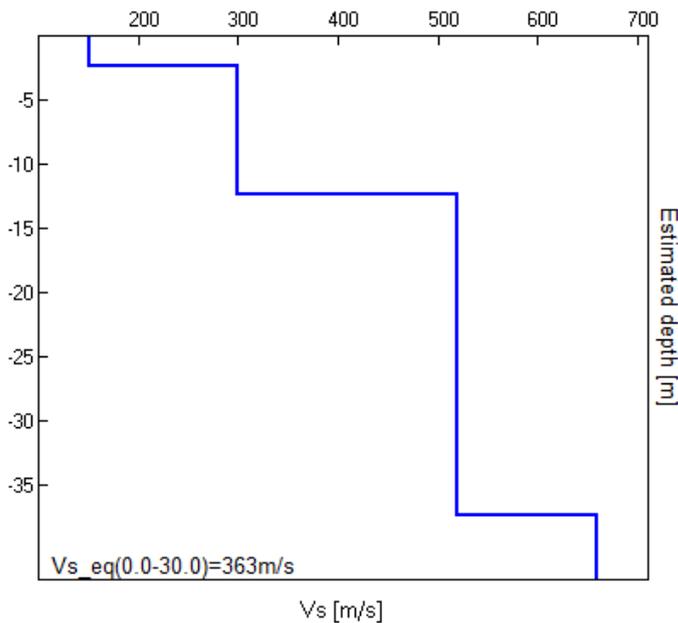
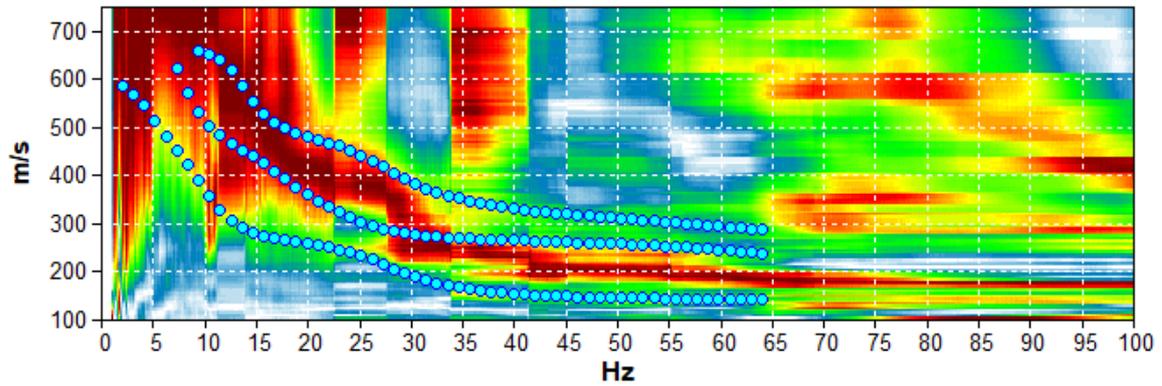


Figura 35b - Grafici a contour degli spettri di velocità di fase dell'onda di Rayleigh ottenuti con acquisizione in array. I primi 3 modi della curva di dispersione teorica per il modello di sottosuolo proposto per il sito sono illustrati dai pallini azzurri. A lato è mostrato il modello di sottosuolo medio proposto per il sito. Si noti che le prove effettuate forniscono una stima della sola velocità delle onde di taglio (V_s). Il rapporto di Poisson indicato nella tabella che segue, è quello adottato nella modellazione ma le prove geofisiche basate su onde di superficie non possono fornire misure affidabili di questo parametro.

	Thickn. [m]	Vp [m/s]	Vs [m/s]	Poiss.	Dens. [γ/m^3]
1	2.3	428	150	0.43	1.9
2	10	808	300	0.42	2
3	25	1331	520	0.41	2
4	0	1617	660	0.40	2

4.2.2.3 Sito zona 4

Nel sito *zona 4* è stata acquisita una misura di rumore ambientale di 12 minuti, e realizzato uno stendimento in array di 33 m di lunghezza, composto da 12 geofoni spazati di 3 m l'uno dall'altro. Il sito è caratterizzato da alcuni metri di copertura a bassa velocità ($V_s \approx 200$ m/s) al di sopra di terreni più rigidi che raggiungono velocità di 600 m/s. Si nota nella curva H/V un picco di amplificazione attorno ai 6 Hz, a cui corrisponde un aumento sensibile della V_s [Figura 36a-b]. Il suolo viene caratterizzato in categoria B ($V_sH \approx 400$ m/s).

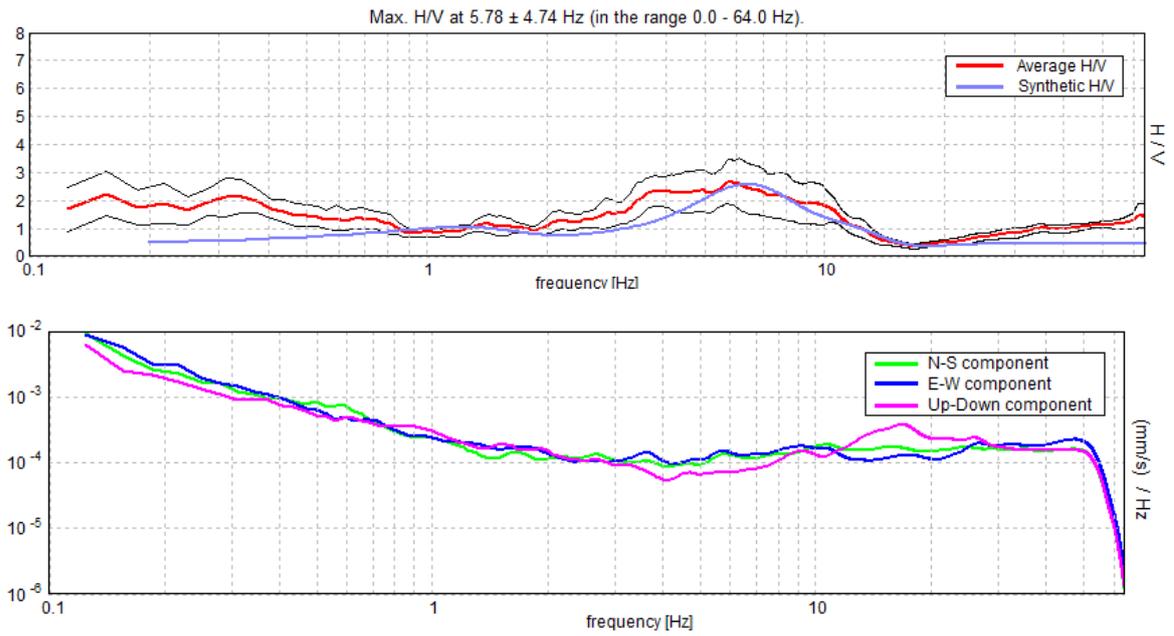
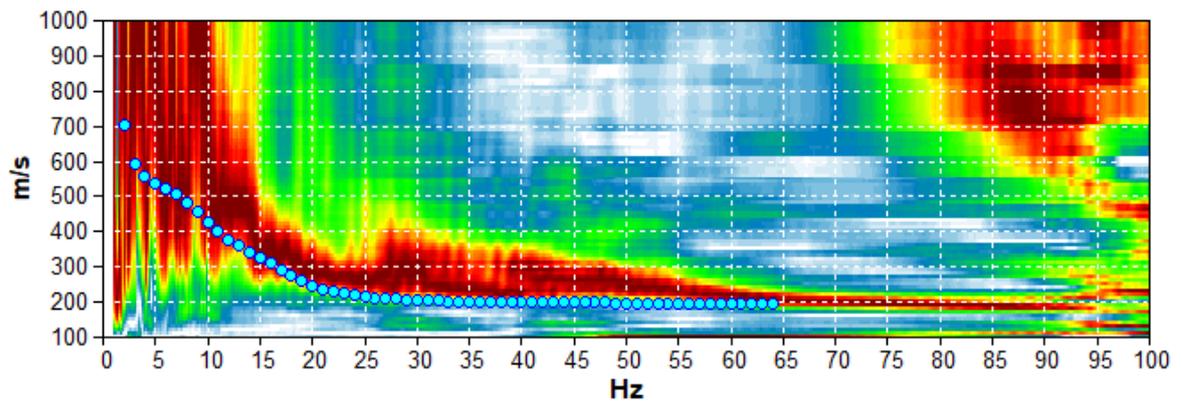


Figura 36a - Grafico H/V sperimentale dell'acquisizione effettuata nel sito d'indagine 'zona 4' coi rispettivi spettri di ampiezza in velocità delle componenti del moto. Le linee nere indicano l'intervallo di confidenza 2σ . In azzurro l'H/V teorico derivante dal modello di sottosuolo riportato in figura 36b. Si noti il picco di amplificazione attorno ai 6 Hz.



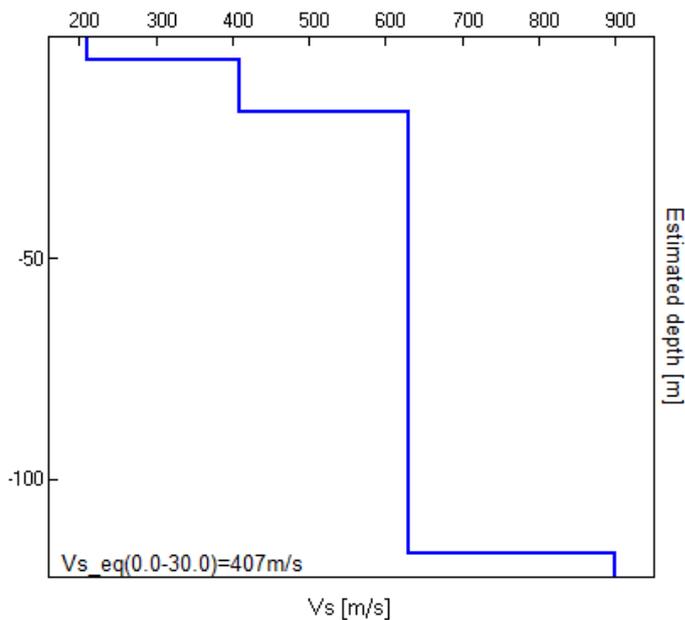
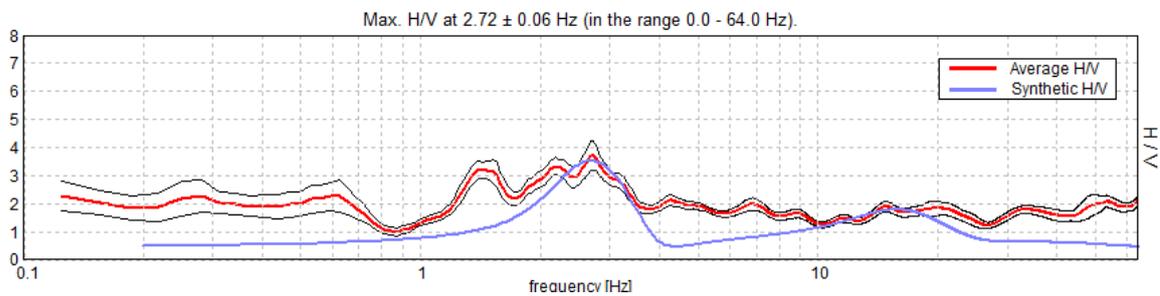


Figura 36b - Grafici a contour degli spettri di velocità di fase dell'onda di Rayleigh ottenuti con acquisizione in array. I primi 3 modi della curva di dispersione teorica per il modello di sottosuolo proposto per il sito sono illustrati dai pallini azzurri. A lato è mostrato il modello di sottosuolo medio proposto per il sito. Si noti che le prove effettuate forniscono una stima della sola velocità delle onde di taglio (V_s). Il rapporto di Poisson indicato nella tabella che segue, è quello adottato nella modellazione ma le prove geofisiche basate su onde di superficie non possono fornire misure affidabili di questo parametro.

	Thickn. [m]	Vp [m/s]	Vs [m/s]	Poiss.	Dens. [t/m^3]
1	5	477	210	0.38	1.9
2	12	932	410	0.38	2
3	100	1543	630	0.40	2
4	0	2205	900	0.40	2

4.2.2.4 Sito elicottero

Nel sito *elicottero* è stata effettuata una misura di rumore sismico di 15 minuti, e realizzato uno stendi mento in array di 30 m di lunghezza, con l'utilizzo di 11 geofoni equispaziati di 3 m. Il sito è costituito da terreni rigidi già a basse profondità, dati probabilmente dalla presenza di lave pahoehoe della Formazione di Vigna Vecchia che hanno spessori di 30 m ($V_s \approx 400$ m/s), riconducibili al picco riscontrato a 3 Hz nella curva H/V [Figura 37a-b]. Il valore di V_sH risulta essere di circa 360 m/s, e questo caratterizza il suolo in classe C.



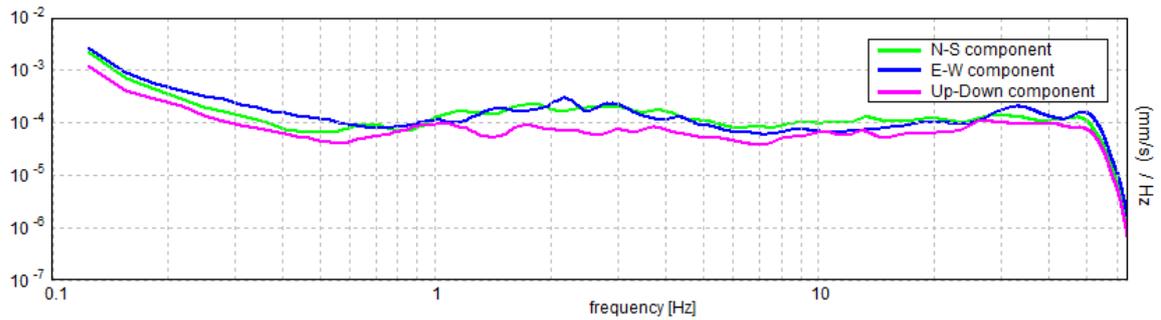


Figura 37a - Grafico H/V sperimentale dell'acquisizione effettuata nel sito d'indagine 'elicottero' coi rispettivi spettri di ampiezza in velocità delle componenti del moto. Le linee nere indicano l'intervallo di confidenza 2σ . In azzurro l'H/V teorico derivante dal modello di sottosuolo riportato in Figura 37b. Si noti il picco di amplificazione attorno ai 3 Hz.

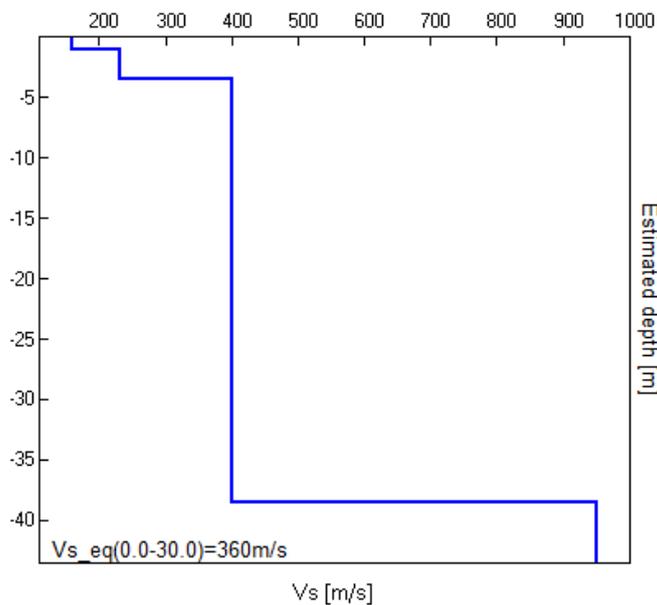
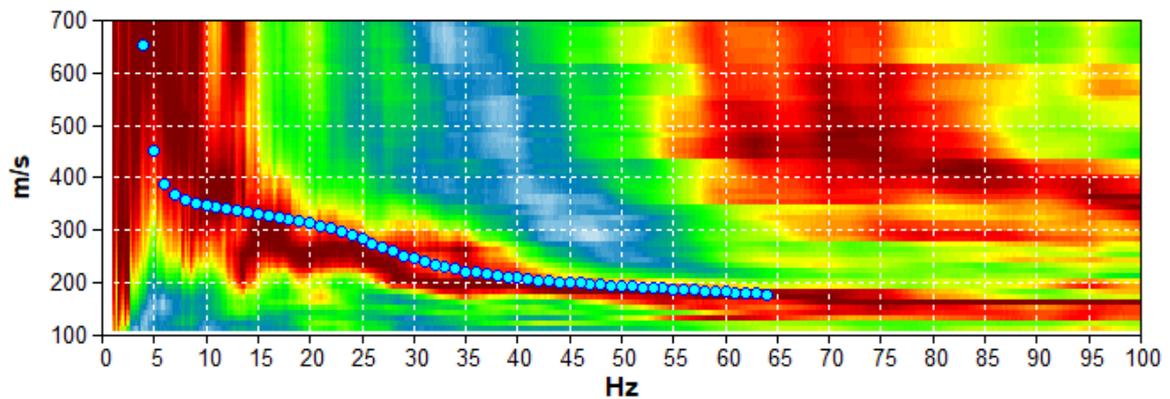


Figura 37b - Grafici a contour degli spettri di velocità di fase dell'onda di Rayleigh ottenuti con acquisizione in array. Il modo fondamentale della curva di dispersione teorica per il modello di sottosuolo proposto per il sito è illustrato dai pallini azzurri. A lato è mostrato il modello di sottosuolo medio proposto per il sito. Si noti che le prove effettuate forniscono una stima della sola velocità delle onde di taglio (V_s). Il rapporto di Poisson indicato nella tabella che segue, è quello adottato nella modellazione ma le prove geofisiche basate su onde di superficie non possono fornire misure affidabili di questo parametro.

	Thickn. [m]	Vp [m/s]	Vs [m/s]	Poiss.	Dens. [t/m^3]
1	1	333	160	0.35	1.9
2	2.5	479	230	0.35	2
3	35	833	400	0.35	2
4	0	1978	950	0.35	2

4.2.2.5 Sito *cimitero*

Nel sito *cimitero* è stata acquisita una misura di rumore sismico della durata di 15 minuti, e rispettivo stendimento in array di 27 m di apertura, composto da 10 geofoni verticali posti a 3 metri di distanza l'uno dall'altro. Il sito mostra qualche metro di terreni teneri, caratterizzati dalla presenza di conoidi detritiche, al di sotto del quale si ritrovano le rocce più rigide della Formazione di Vigna Vecchia, marcate dal picco a 10 Hz nella curva H/V [Figura 38a] e il bedrock sottostante visibile dal picco a circa 1-2 Hz nella curva H/V, a cui corrispondono $V_s \approx 1000$ m/s [Figura 38b]. La velocità per i primi 30 metri (V_{sH}) risulta essere di circa 350 m/s, caratterizzando il suolo in categoria C.

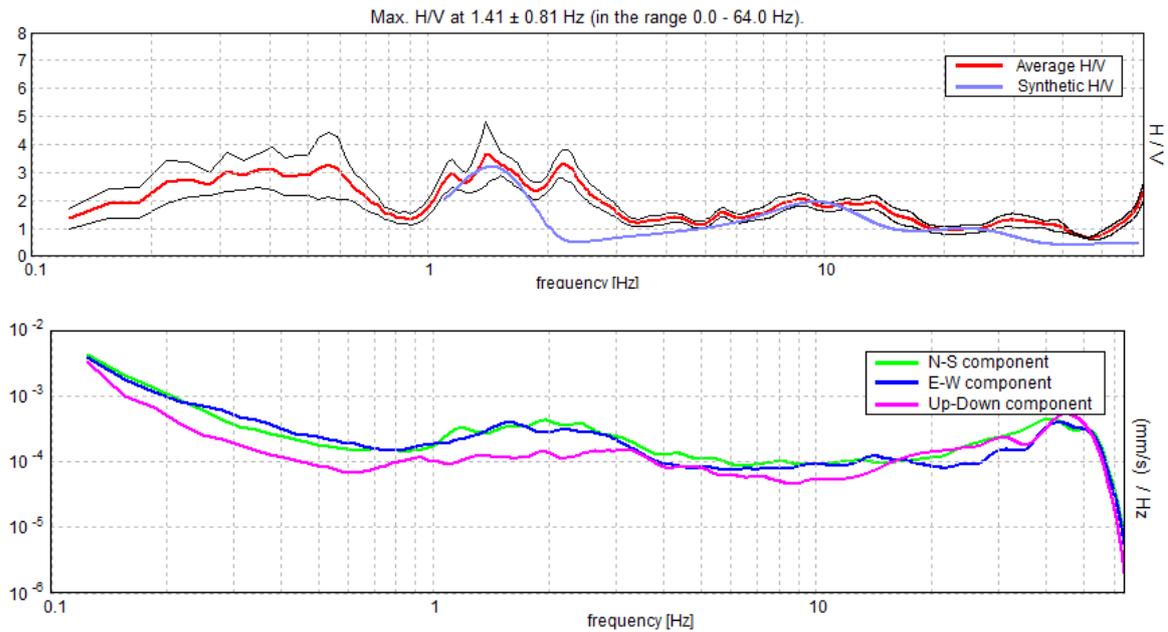
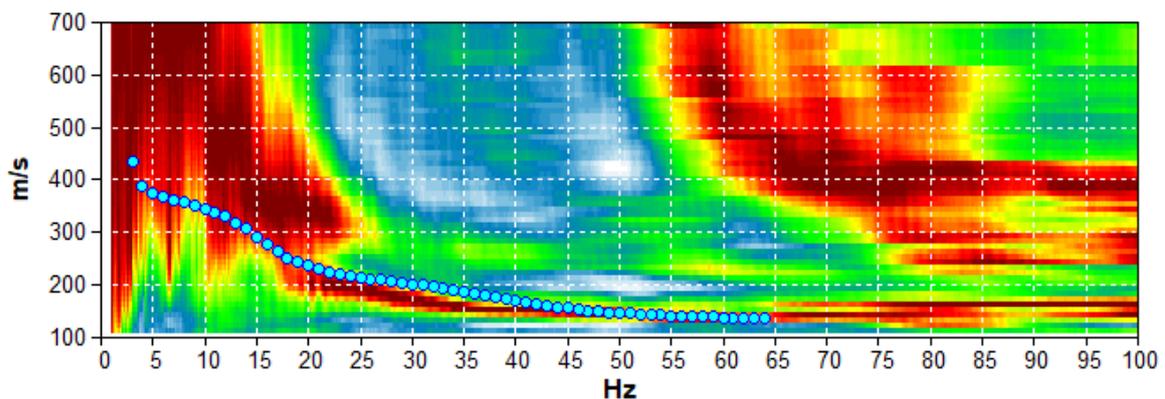


Figura 38a - Grafico H/V sperimentale dell'acquisizione effettuata nel sito d'indagine 'cimitero' coi rispettivi spettri di ampiezza in velocità delle componenti del moto. Le linee nere indicano l'intervallo di confidenza 2σ . In azzurro l'H/V teorico derivante dal modello di sottosuolo riportato in Figura 38b. Si noti il picco di amplificazione attorno a 2 Hz e 10 Hz.



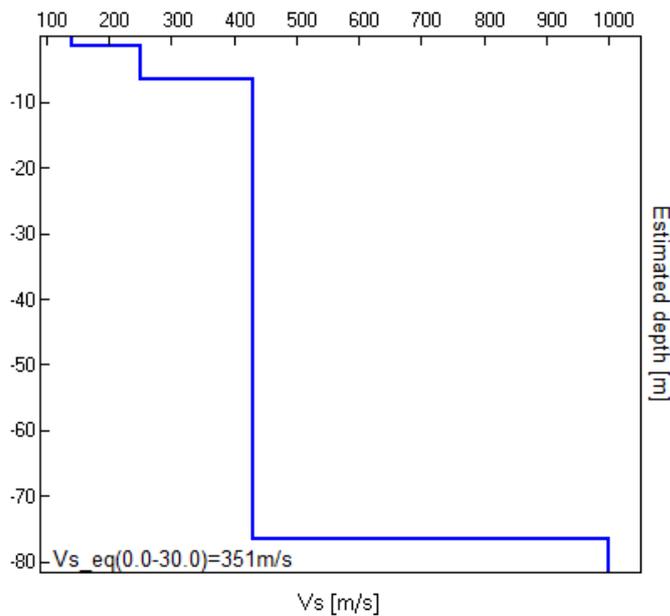


Figura 38b - Grafici a contour degli spettri di velocità di fase dell'onda di Rayleigh ottenuti con acquisizione in array. Il modo fondamentale della curva di dispersione teorica per il modello di sottosuolo proposto per il sito è illustrato dai pallini azzurri. A lato è mostrato il modello di sottosuolo medio proposto per il sito. Si noti che le prove effettuate forniscono una stima della sola velocità delle onde di taglio (V_s). Il rapporto di Poisson indicato nella tabella che segue, è quello adottato nella modellazione ma le prove geofisiche basate su onde di superficie non possono fornire misure affidabili di questo parametro.

	Thickn. [m]	Vp [m/s]	Vs [m/s]	Poiss.	Dens. [γ/m^3]
1	1.5	291	140	0.35	1.9
2	5	520	250	0.35	2
3	70	854	430	0.33	2
4	0	1944	1000	0.32	2.2

4.2.3 Spettri di risposta

Gli spettri di risposta estratti dal database di Itaca si riferiscono tutti ad eventi registrati nella stazione sismica STB, che si trova in prossimità del sito denominato *campo sportivo* [Figura 39]. Gli eventi scelti differiscono per distanza epicentrale, magnitudo e provenienza, e sono stati registrati negli anni che vanno dal 2005 al 2015.

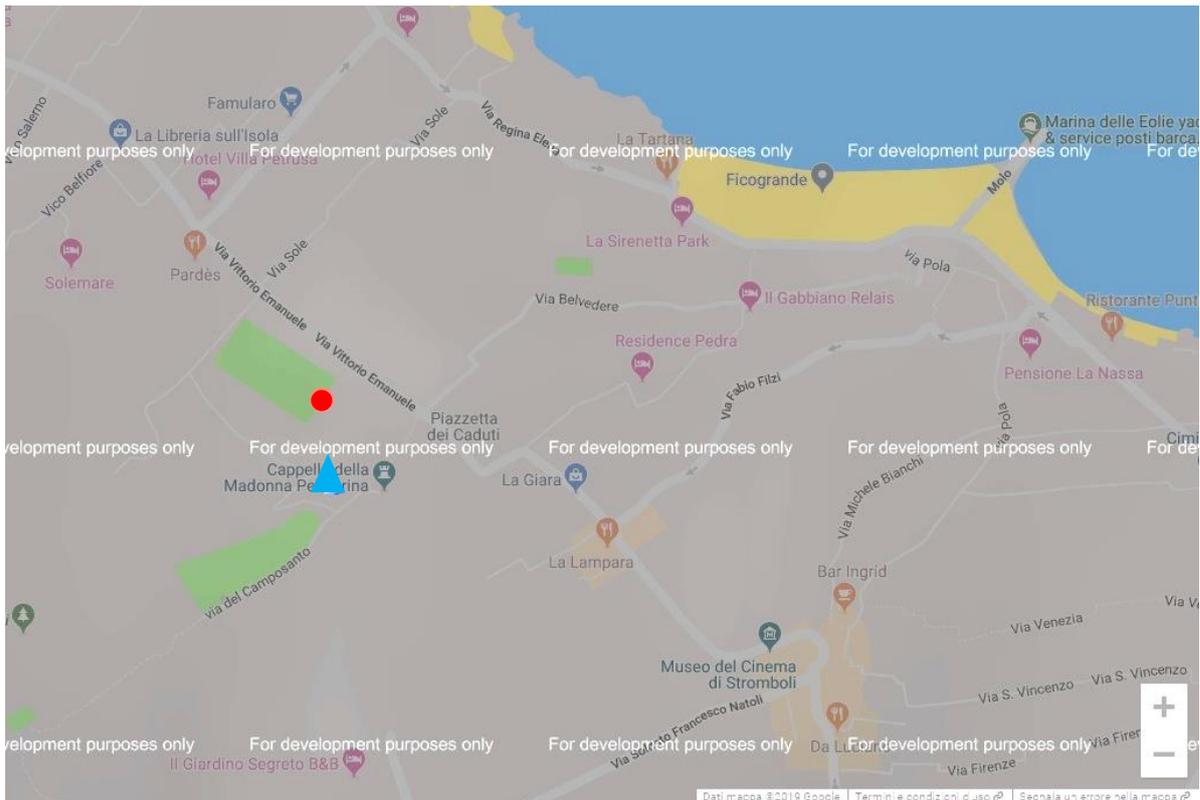


Figura 39 – Stralcio di mappa con localizzazione della stazione sismica STB (triangolo in azzurro), e sito campo sportivo (pallino in rosso). (ITACA Archive).

Nelle figure sono riportati gli spettri di risposta dell'oscillatore armonico ad un grado di libertà, in funzione del periodo proprio della struttura e per uno smorzamento del 5%, suddivisi per similitudine [Figura 40-43]. Per ogni suddivisione è stato calcolato anche lo spettro medio.

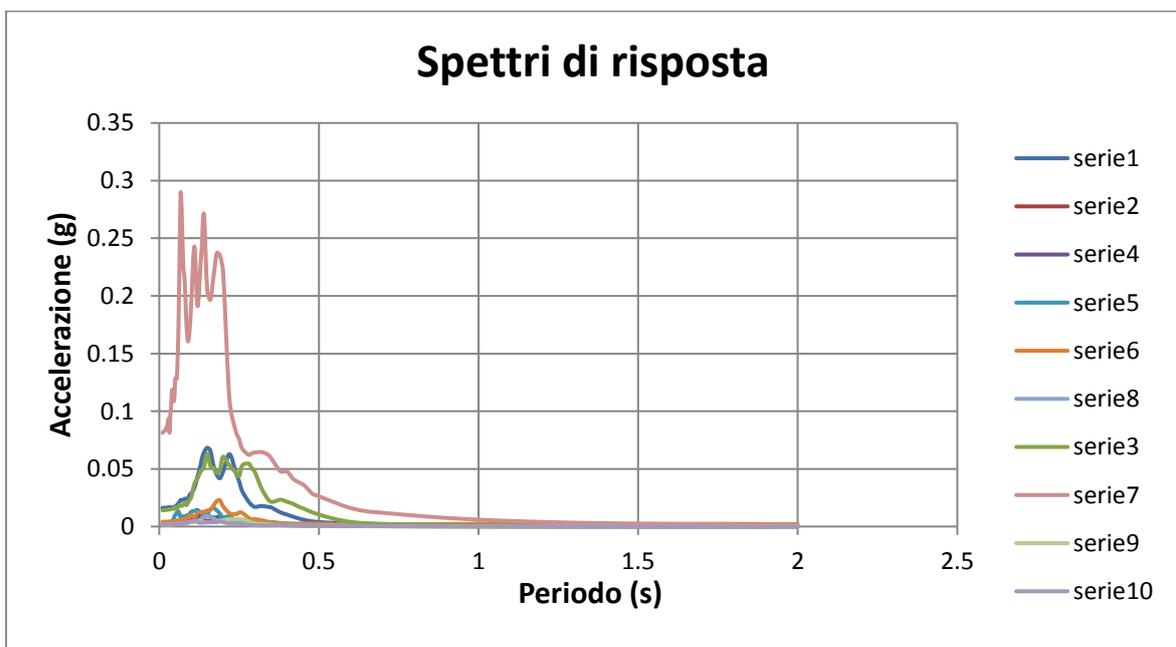


Figura 40 – Spettri di risposta dell'oscillatore armonico ad un grado di libertà della stazione sismica STB per 10 diversi accelerogrammi di input.

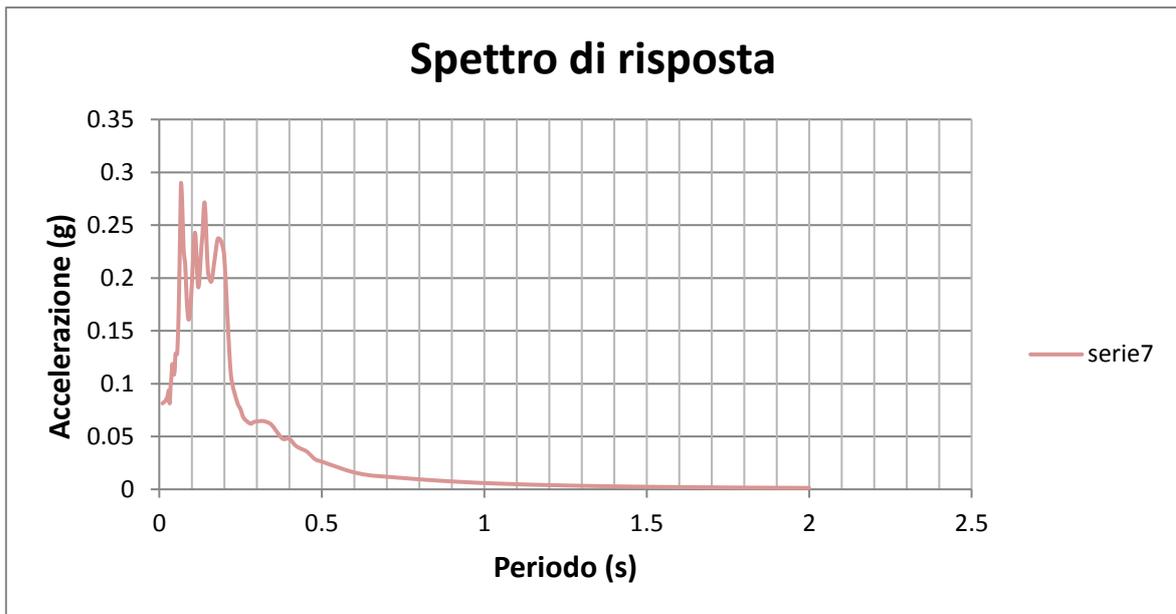


Figura 41 – Prima suddivisione degli spettri di risposta dell'oscillatore armonico ad un grado di libertà della stazione sismica STB. Viene rappresentata unicamente la serie 7.

Alla *serie 7* corrisponde lo spettro di risposta di un terremoto di Magnitudo Locale 3.3, datato il 05/05/2006. L'evento ha avuto origine a una distanza epicentrale dalla stazione sismica STB di 5.9 km, e ad una profondità di 13.8 km.

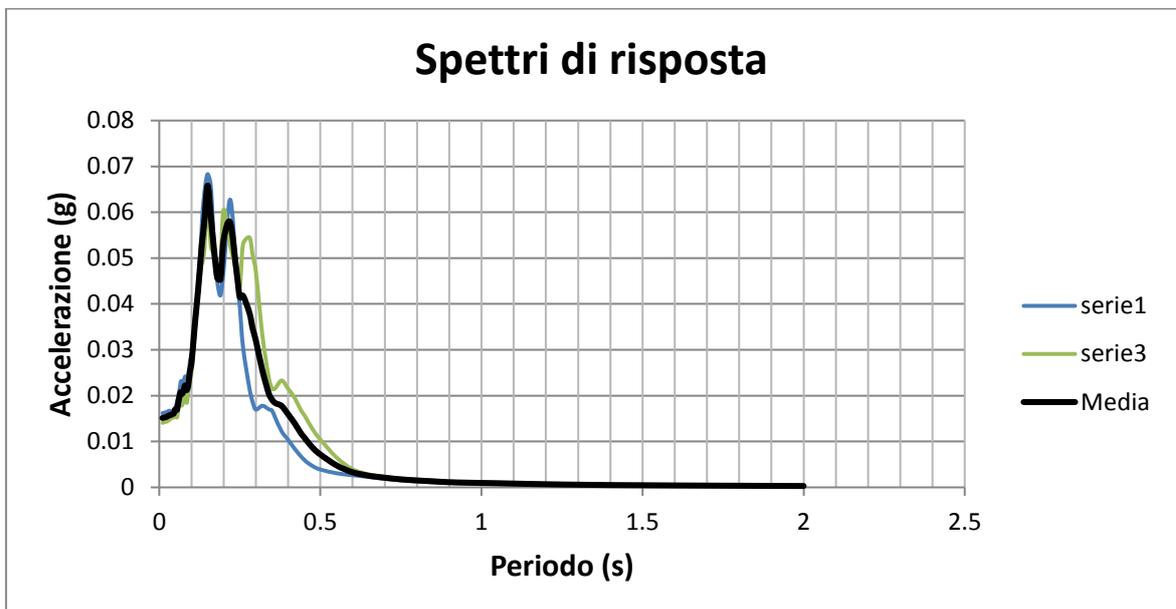


Figura 42 – Seconda suddivisione degli spettri di risposta dell'oscillatore armonico ad un grado di libertà della stazione sismica STB. Vengono rappresentate le serie 1 e 3, e in nero la media.

Alla *serie 1* corrisponde lo spettro di risposta creato a partire da un evento di Magnitudo Locale di 4.4, datato 13/11/2012. L'evento ha avuto origine a una distanza epicentrale di 83.2 km, e ad una profondità di 78.4 km.

Alla *serie 3* corrisponde invece lo spettro di risposta di un terremoto di Magnitudo Momento (M_w) 5.0, datato il 05/04/2014. L'evento ha avuto origine a una distanza epicentrale di 175.5 km, e ad una profondità di 75.2 km.

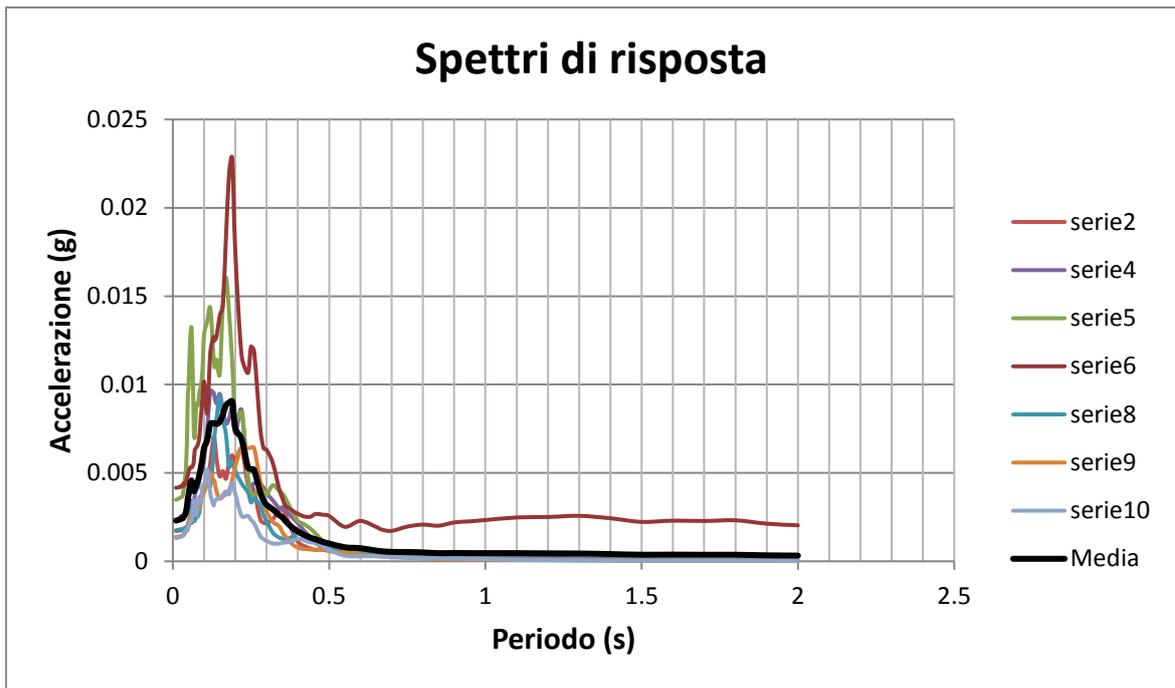


Figura 43 - Terza suddivisione degli spettri di risposta dell'oscillatore armonico ad un grado di libertà della stazione sismica STB. Vengono rappresentate le serie 2, 4, 5, 6, 8, 9, e 10, e in nero la media.

Alla *serie 2* corrisponde lo spettro di risposta di un terremoto di Magnitudo Locale 4.0, datato il 23/12/2013. L'evento ha avuto origine a una distanza epicentrale di 75.8 km, e ad una profondità di 9.7 km.

Alla *serie 4* corrisponde lo spettro di risposta di un terremoto di Magnitudo Locale 4.4, datato il 28/12/2014. L'evento ha avuto origine a una distanza epicentrale di 111.2 km, e ad una profondità di 14 km.

Alla *serie 5* corrisponde lo spettro di risposta di un terremoto di Magnitudo Locale 3.9, datato il 24/05/2015. L'evento ha avuto origine a una distanza epicentrale di 116.9 km, e ad una profondità di 62 km.

Alla *serie 6* corrisponde lo spettro di risposta di un terremoto di Magnitudo Momento 5.8, datato il 26/10/2006. L'evento ha avuto origine a una distanza epicentrale di 27.9 km, e ad una profondità di 220.7 km.

Alla *serie 8* corrisponde lo spettro di risposta di un terremoto di Magnitudo Momento 5.2, datato il 04/07/2007. L'evento ha avuto origine a una distanza epicentrale di 4 km, e ad una profondità di 279.3 km.

Alla *serie 9* corrisponde lo spettro di risposta di un terremoto di Magnitudo Locale 3.8, datato il 21/07/2015. L'evento ha avuto origine a una distanza epicentrale di 72.7 km, e ad una profondità di 53.3 km.

Alla *serie 10* corrisponde lo spettro di risposta di un terremoto di Magnitudo Locale 3.6, datato il 03/10/2005. L'evento ha avuto origine ad una distanza epicentrale di 67.6 km, e ad una profondità di 23.8 km.

CAPITOLO 5

DISCUSSIONE

5.1 PERICOLOSITA' VULCANICA

Mettendo a confronto le mappe della suscettività vulcanica di Stromboli ottenute da due differenti metodi [Figura 26-27], si notano differenze sostanziali.

Nelle prime mappe [Figura 26a-c] si assume che la probabilità di apertura di nuovi vent sia influenzata egualmente in tutte le vulcano-strutture di Stromboli. È evidente che a Stromboli la suscettività ottenuta usando gli stessi pesi per tutte le PDFs fornisce una distribuzione della probabilità omogenea, con i valori più alti corrispondenti alle bocche eruttive della Sciara del Fuoco e ai dicchi. Quest'ultimo però è discutibile, dal momento che i dicchi sono strutture vulcaniche raggruppate come un ampio sciame principalmente sulle pareti dei principali collassi e probabilmente sono sepolte dagli ultimi prodotti vulcanici recenti in altre aree; quindi non è chiaro se abbiano agito da alimentatori o meno. D'altra parte, la mappa della suscettività finale a diversa risoluzione [Figura 27a-c], ottenuta usando pesi differenti per ogni PDF, sembrerebbe più accurata e affidabile, e riflette coerentemente la recente distribuzione di allineamenti situati solamente nella parte centrale dell'Isola, all'interno della zona sommitale della Sciara del Fuoco, ossia la zona a cui sono stati assegnati i valori di probabilità di apertura dei vent più elevati.

In definitiva, se si cambiano i pesi assegnati, i risultati differiscono notevolmente. La scelta della tecnica finale per la costruzione delle mappe di pericolosità dipende dall'affidabilità del metodo usato per assegnare i pesi.

Stromboli è l'isola che più recentemente è stata colpita da un'eruzione nell'arcipelago delle Eolie, e questo è il motivo principale per il quale si è deciso di elaborare scenari eruttivi di flussi di lava. La metodologia applicata in questo elaborato utilizza un software gratuito che è stato sviluppato per contribuire alla valutazione della pericolosità a lungo termine nelle analisi spaziali. Il vantaggio principale dell'utilizzo di Q-LavHA è che crea scenari eruttivi di flussi di lava che possono essere utilizzati come base per la valutazione della pericolosità di Stromboli e successivamente per l'elaborazione di mappe che mostrano le possibili vie di evacuazione in caso di manifestazione del pericolo.

Tra tutte e 5 le simulazioni eseguite, una si è rivelata molto interessante: la simulazione di un flusso di lava uscente da una fessura eruttiva aperta circa 2000 anni fa [Figura 31], in quanto raggiungerebbe il paese di San Vincenzo.

Gli scenari di pericolosità vulcanica basati sulla conoscenza acquisita del comportamento vulcanico di Stromboli hanno già permesso lo sviluppo di mappe quantitative e qualitative di pericolosità vulcanica per l'isola (vedi Figura 44, Volcanic and Tsunami Risk Maps of Stromboli Island, INGV, Nave R. et al., 2010).

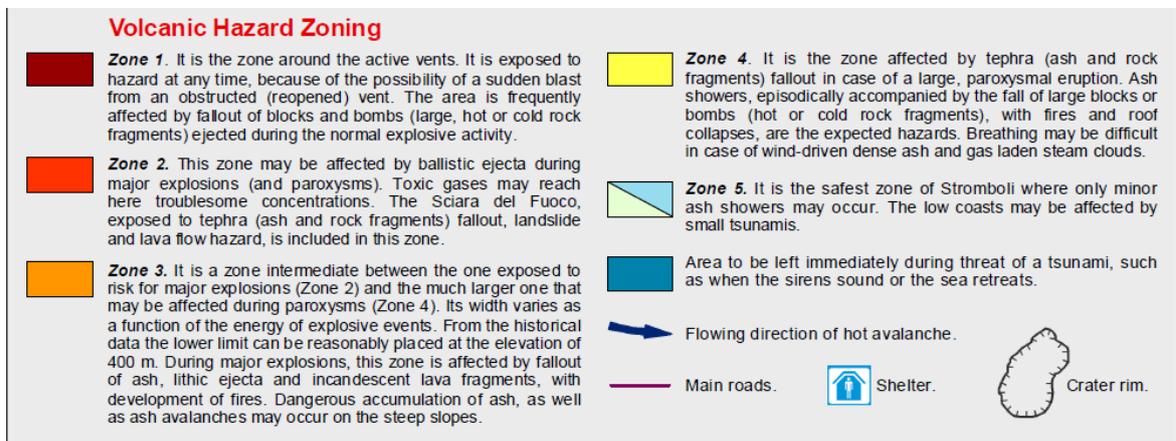
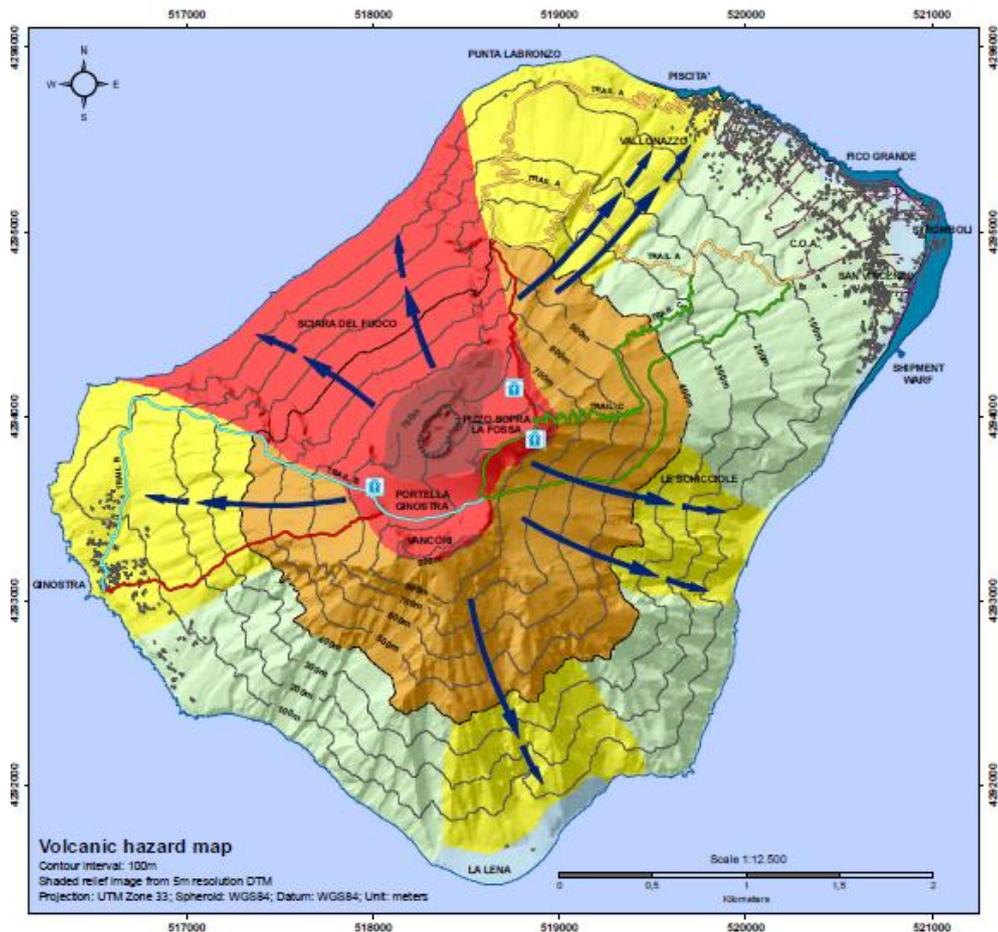


Figura 44– Mappa del rischio vulcanico e tsunami dell'isola di Stromboli, e rispettiva legenda, INGV. (Nave et al., 2010).

La mappa qualitativa della pericolosità mostra che le aree abitate di Stromboli potrebbero essere principalmente colpite da caduta di tefra o piccoli tsunamis. I risultati ottenuti dalla produzione di scenari eruttivi da centri eruttivi e fessure eruttive presenti all'interno dell'area ad alta suscettività [Figura 29a-c], in prossimità della Sciara del Fuoco, mostrano infatti che i centri abitati non vengono raggiunti da flussi di lava. Quindi, la pericolosità da flussi di lava risulta essere limitata a questa zona, che non essendo abitata, non costituisce un pericolo da questo punto di vista.

Tuttavia, la delineazione del livello di pericolo dipende dalle informazioni disponibili, ovvero qualsiasi aggiornamento potrebbe produrre cambiamenti nella valutazione dei

pericoli. A discapito di ciò, come dimostrato in *figura 31*, l'apertura di una bocca eruttiva nelle vicinanze della fessura eruttiva attiva 2000 anni fa, potrebbe produrre flussi di lava tali da inondare l'abitato di San Vincenzo.

5.2 RISPOSTA SISMICA

Il lavoro di questa tesi ha previsto l'acquisizione ed elaborazione di dati geofisici al fine di determinare la risposta sismica dell'Isola di Stromboli, facendo riferimento anche alla stazione della Rete Accelerometrica Nazionale (RAN) ubicata proprio sull'isola, in corrispondenza del sito denominato *campo sportivo*.

La scelta della tecnica HVSR per la caratterizzazione dei siti, ricopre un ruolo importante in quanto queste misure, economiche e non invasive, permettono di stimare facilmente la frequenza di risonanza propria del sito (f_0 , frequenza fondamentale), e, integrandosi con altri metodi geofisici e con le informazioni sulla stratigrafia del sito, permette la ricostruzione del profilo di velocità delle onde di taglio (V_s). La normativa vigente (NTC18) richiede la determinazione del parametro V_{sH} , vale a dire la ricostruzione del profilo di velocità delle onde di taglio nelle coperture sovrastanti il bedrock sismico, dove H si pone pari a 30, quando è maggiore di 30m. L'impiego della tecnica HVSR consente anche di superare i limiti della caratterizzazione mediante V_{s30} dal momento che eventuali contrasti d'impedenza, principale causa della amplificazione sismica stratigrafica, causati da riflettori posti a profondità maggiori di 30 metri, possono essere rilevati con facilità.

La curva H/V ritenuta più significativa per lo scopo di questo elaborato è sicuramente quella che appartiene al sito denominato *campo sportivo*, in quanto si trova in prossimità della stazione sismica di Stromboli (STB) nella quale è stato possibile scaricare gli spettri di risposta di diversi eventi sismici. Dal confronto tra questi ultimi si nota una similitudine: il picco di frequenza attorno a 5 Hz della curva H/V [*Figura 35a*], corrisponderebbe ad un piccolo aumento di accelerazione negli spettri di risposta a circa 0.3-0.4 s [*Figura 40-43*]. In questo senso si può confermare che lo spettro di risposta di questa stazione risente di questa caratteristica di sito e quindi ci aspettiamo che sia così anche per gli altri siti (ossia che ciascuno spettro di risposta risente delle caratteristiche proprie del sito).

Il dato più rilevante è che la monografia della stazione sismica STB attribuisce al sito una categoria A presunta. Le nostre indagini hanno invece mostrato che si tratta di una categoria B, come i siti *campo sportivo* e *zona4*. I siti *INGV*, *elicottero* e *cimitero*, sono invece riconducibili ad una categoria di suolo C.

Gli spettri, determinati con REXEL per le categorie B e C sono illustrati nelle *Figura 45* e *46*:

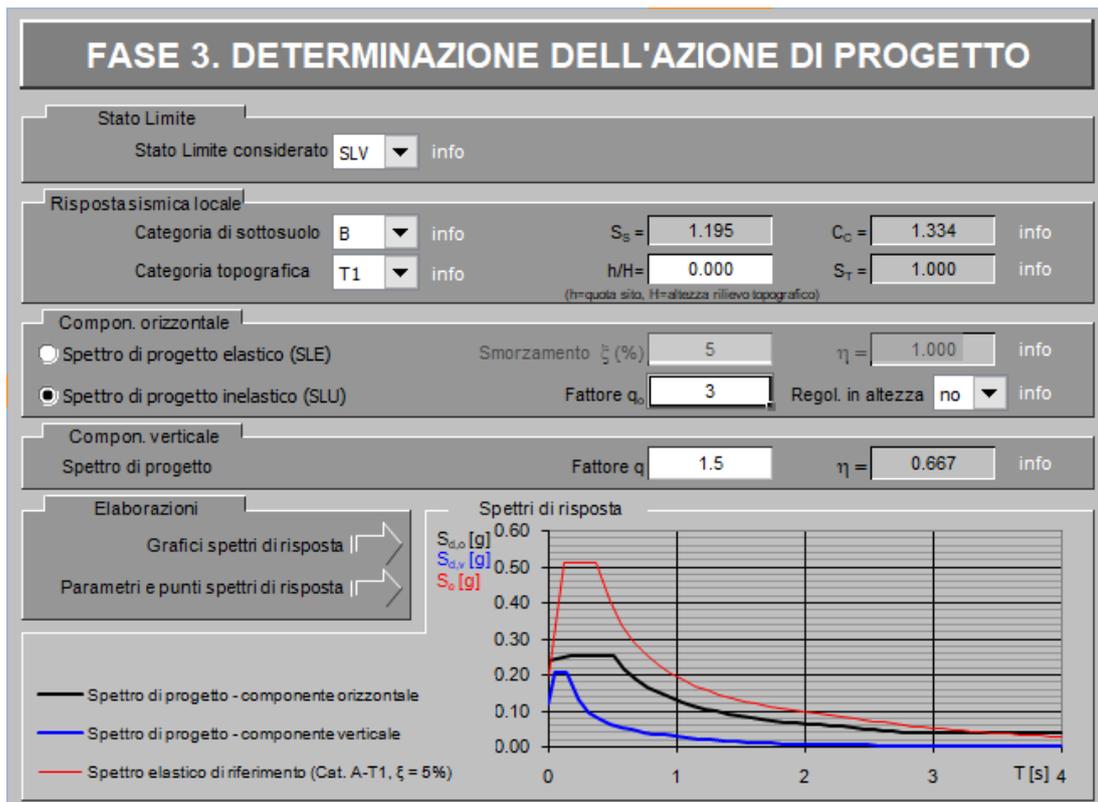


Figura 45 – Spettro di risposta NTC semplificato per la categoria di suolo B nel comune di Milazzo (Messina, Sicilia).

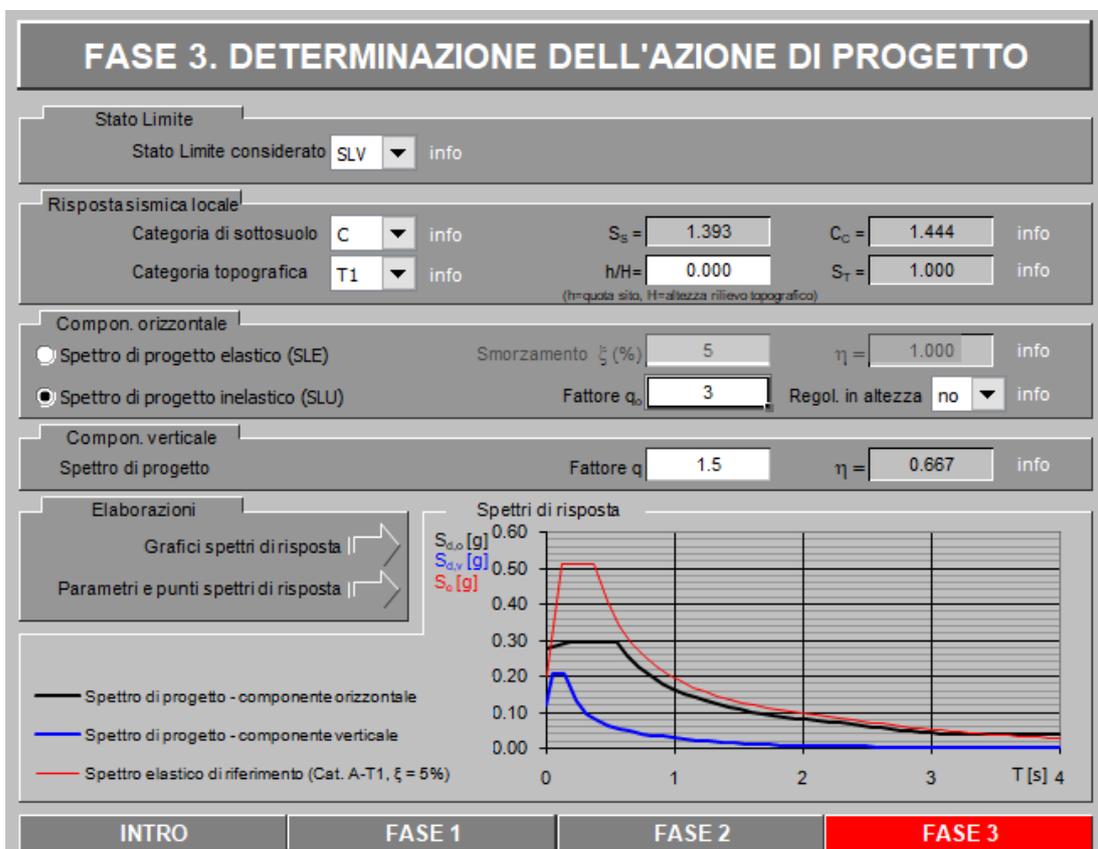


Figura 46 – Spettro di risposta NTC semplificato per la categoria di suolo C nel comune di Milazzo (Messina, Sicilia).

Entrambi gli spettri [Figura 45-46] si riferiscono al comune di Milazzo (Messina, Sicilia), e sono stati calcolati con una vita nominale delle strutture di 50 anni e coefficiente di uso uguale a 2 (comuni abitazioni). Lo stato limite considerato è quello di salvaguardia della vita (SLV) e la categoria topografica è T1.

Dal punto di vista ingegneristico, è risaputo che la maggior parte degli edifici vibra a frequenze 1-10 Hz. Analizzando le frequenze fondamentali delle elaborazioni eseguite si può, utilizzando la semplice formula sotto riportata:

$$f \cong \frac{10 \div 12}{N \text{ piani}},$$

valutare la criticità di edifici esistenti o di prossima costruzione in base al numero di piani fuori terra.

Il sito *INGV* risulta essere maggiormente problematico per edifici di oltre 20 piani.

Il sito *campo sportivo* risulta essere maggiormente problematico per edifici di 2 o 3 piani.

Il sito *zona 4* risulta essere maggiormente problematico per edifici di circa 1 o 2 piani.

Il sito *elicottero* risulta essere maggiormente problematico per edifici di 3 o 4 piani.

Il sito *cimitero* risulta essere maggiormente problematico per edifici di circa 8 piani.

Nella lettura dei risultati ottenuti, è importante tenere conto della grande incertezza che presenta la formula e dell'approssimazione delle frequenze fondamentali inserite.

In funzione delle misure effettuate e tenendo conto della litologia e delle formazioni geologiche delle zone sismogenetiche omogenee, ed in funzione della velocità delle onde sismiche (VsH) si è ricostruita per l'isola la carta della risposta sismica locale in base alle categorie di suolo e all'accelerazione sismica di base [Figura 47].

In base alla categoria di suolo si sono ricavate le accelerazioni sismiche di base tramite spettri di risposta, che per SVL (limite di salvaguardia della vita) risultano essere:

Suolo C: 2.27 m/s = 0.23g

Suolo B: 1.87 m/s = 0.19g.

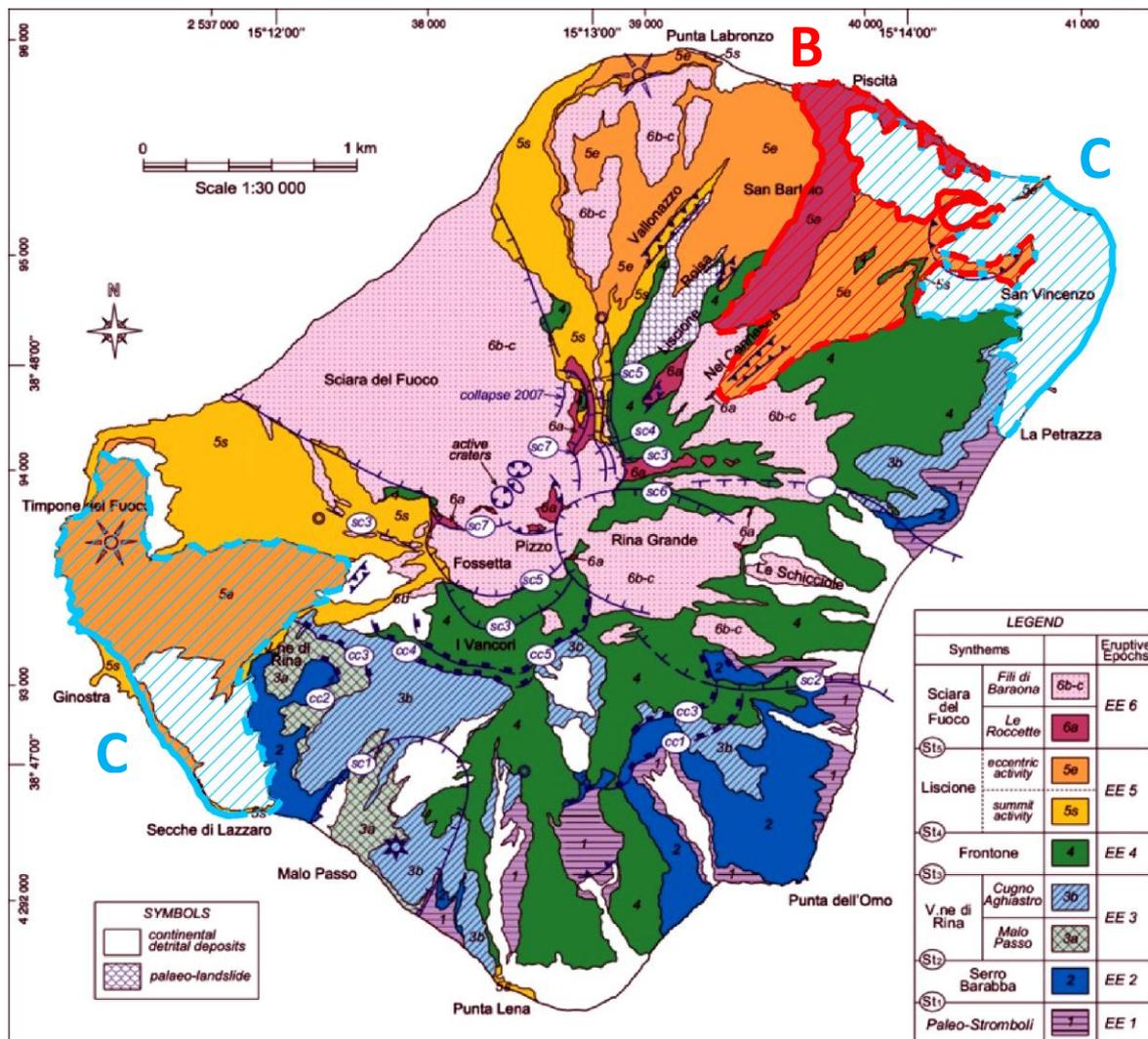


Figura 47 – Rappresentazione delle categorie di suolo B e C per le aree indagate.

Si nota come la parte Nord orientale dell'isola caratterizzata dalla formazione di San Bartolo e di San Vincenzo, che si estende dal campo sportivo fino alle coste della zona 4, appartiene alla categoria di suolo B. L'estensione di tale area risulta non ben definita anche se comprensiva della formazione geologica. Il resto delle indagini ha dato esiti di terreni appartenenti alla categoria di suolo C, di cui fanno parte le conoidi detritiche e la formazione di Vigna Vecchia presenti nella parte Sud occidentale dell'isola, e i depositi colluviali presenti nella parte Nord orientale.

I limiti tratteggiati che sono in corrispondenza dei limiti stratigrafici sono indicativi.

CAPITOLO 6

CONCLUSIONI

L'elaborazione di una mappa della suscettività basata sulla quantificazione dei dati geologici e geofisici è il primo e più importante passo per la valutazione della pericolosità vulcanica. Basandosi sui software QVAST e Q-LavHA è stata elaborata la probabilità spaziale dell'apertura di future bocche eruttive, unitamente a possibili scenari di flusso di lava dai vari centri eruttivi, tenendo conto delle caratteristiche dell'attività eruttiva attuale. L'analisi evidenzia che l'apertura di centri eruttivi e fessure eruttive nell'area a maggiore suscettività, corrispondente alla parte sommitale della Sciara del Fuoco, non consentirebbe ai flussi di lava di raggiungere i centri abitati, contribuendo ad una pericolosità piuttosto limitata. Esiste la possibilità, tuttavia, che fessure eruttive al di fuori dell'area ad elevata suscettività, corrispondenti ad esempio alla fessura eruttiva di San Bartolo apertasi 2000 anni fa, possano alimentare colate laviche capaci di inondare i centri abitati. Si deve anche tenere conto di altri rischi per gli abitati, determinati in particolare da possibili tsunami innescati da frane o collassi in condizioni di attività eruttiva o meno. Tali osservazioni possono contribuire alla definizione di scenari eruttivi utili in valutazioni di pianificazione territoriale locale e programmi di mitigazione del rischio.

A discapito di quanto detto, la zona 2 della mappa del rischio vulcanico di Stromboli, a mio avviso, potrebbe essere ampliata fino a coprire le zone create dalla simulazione della colata lavica a partire dalla fessura eruttiva di San Bartolo apertasi 2000 anni fa. La mappa, aggiornata a questo ultimo studio, può essere utile per pianificare e scegliere percorsi adatti per l'evacuazione dell'isola durante una futura crisi vulcanica a Stromboli.

Nella seconda parte del lavoro di tesi, una volta calcolata la frequenza di risonanza dei suoli, si è proceduto alla modellazione dei profili di velocità delle onde di taglio S. Per fare questo è stato necessario conoscere un valore di vincolo o sulla V_s dello strato del terreno più superficiale o del suo spessore. Nei casi incontrati in questo lavoro, il vincolo è sempre stato posto sui valori di velocità provenienti dalle prove MASW effettuate negli stessi siti.

La determinazione della V_sH ha permesso di declassare la stazione sismica STB, da suolo di categoria presunta A (come definito da ITACA Archive), a suolo di categoria B, caratterizzato da velocità delle onde di taglio nei primi 30m ≈ 370 m/s, rivelando che la stazione sismica è posta su terreni di qualità (rigidezza) inferiore rispetto a quanto richiesto dai protocolli ideali delle installazioni sismometriche.

Questo è stato possibile perché la stazione sismica STB si trova proprio in corrispondenza del sito denominato campo sportivo in cui sono state realizzate le misure geofisiche.

Inoltre dalle misurazioni effettuate si ritiene che il sito denominato *zona 4* risulta essere il più critico in quanto presenta frequenza di risonanza per edifici da uno a due piani che corrisponde alla tipologia costruttiva dei fabbricati presenti sull'isola.

RINGRAZIAMENTI

La stesura di questa tesi è iniziata circa un anno fa, a Barcellona, su una scrivania condivisa con una donna meravigliosa, Laura Becerril. Lei che con la sua passione per questo mestiere e il suo sorriso è riuscita a farmi amare ancora di più questo lavoro.

Ma la passione per questi argomenti è nata molto tempo prima, quando vedendo per la prima volta un vulcano ho capito che nella mia vita avrei voluto intraprendere il percorso del geologo. Tutto si è amplificato 3 anni fa grazie alle lezioni di vulcanologia del Prof. Federico Lucchi, soprattutto durante l'attività sul campo a Stromboli quando vedendolo nel pieno della sua attività eruttiva non ho capito più niente. A lui devo ringraziamenti speciali anche per la super disponibilità e presenza durante tutto questo tempo.

Sentiti ringraziamenti vanno anche alla Prof.ssa Silvia Castellaro, di cui ho una grandissima stima come docente e come professionista.

Ringrazio anche il Geologo Rodolfo Baroncioni, sempre pronto a darmi una mano quando mi trovo in difficoltà.

Passando su un piano più strettamente personale non posso che ringraziare Mattia, l'uomo che da due anni è diventato il mio punto di riferimento, la mia roccia e la persona che mi è stata più vicina per tutta la durata della stesura della tesi, sia nei momenti belli ma soprattutto in quelli più difficili che sembravano non passare mai.

Grazie alle mie geologhe Giulia, Alice e Noemi che mi hanno accompagnata in questa dura ma bellissima magistrale.

Per ultimo, ma non meno importante, ringrazio la mia famiglia. Mio babbo e mia sorella che mi hanno aiutata durante l'acquisizione delle prove geofisiche a Stromboli, e mia mamma, perché la mamma è sempre la mamma. Senza di loro tutto questo non sarebbe mai successo.

Chi mi conosce sa quanto tempo e passione ho dedicato alla stesura di questa tesi, e questo è un grosso traguardo, non solo per me, ma per tutti quelli che nel loro piccolo ne hanno fatto parte.

Dedicata a voi.

Michela

BIBLIOGRAFIA

- Abbruzzese D., *Attività dello Stromboli dal 1930 al 1934*. (1935). Boll. Soc. Sismol. Vol. XXIII, fasc. 3-4, Modena.
- Albarello D., Castellaro S. (2011). *Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola*. Supplemento alla rivista Ingegneria Sismica, Anno XXVIII, n.2. 32-48 pp.
- Bartolini S., Cappello A., Martì J., Del Negro C. (2013). *QVAST: a new Quantum GIS plugin for estimating volcanic susceptibility*. 3031-3035.
- Becerril Carretero L., (2014). *Volcano-structural study and long-term volcanic hazard assessment on El Hierro Island (Canary Island)*.
- Bonnefoy-Claudet, S., Andreas Köhler, Cécile Cornou, Marc Wathelet, and Pierre-Yves Bard (2008). *Effects of Love Waves on Microtremor H/V Ratio*. Bull. Seism. Soc. Am. 2008, 98, p. 288-300.
- Bormann P. (2002) - *NMSOP - New Manual of Seismological Observatory Practice*. IASPEI, GeoForschungsZentrum Potsdam, Germany.
- Castellaro S., Mulargia F. e Rossi P.L., (2008). *VS30: proxy for seismic amplification?* Seism. Res. Lett., 79, 540-543.
- Castellaro S. (2010). *La prova H/V in sintesi*. Moho s.r.l. c/o VEGA – Venice.
- Castellaro S. (2016). *The complementarity of H/V and dispersion curves*. Vol. 81, n 6. Society of Exploration Geophysics.
- Costain J.K. and Coruh C., (2004). *Basic Theory of Exploration Seismology*. Seismic exploration, Vol.1, ELSEVIER, Oxford (UK),2004, pp. 572.
- Francalanci L., Lucchi F., Keller J., De Astis G., Tranne C. A. (2013). *Chapter 13 Eruptive, volcano-tectonic and magmatic history of the Stromboli volcano (north-eastern Aeolian archipelago)*. Geological Society, London.
- Gambino S., Scaltrizio A. (2017). *Volcanic-tectonic seismicity at Stromboli (2005-2016)*. Catania, Italy.
- Guerra I., Harabaglia P., Moretti A. *La sismicità della Calabria nel contesto geodinamico del Mediterraneo*. 174-177 pp.
- Kearey P., Brooks M., Hill I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science Ltd Editorial Offices: Osney Mead, Oxford OX2 0EL. 24-25 pp.
- Marsella M., Scifoni S. *DTM Stromboli*. DICEA, Dipartimento di Ingegneria Civile ed Ambientale, La Sapienza, Università di Roma.
- Martin, A.J., Umeda, K., Connor, C.B., Weller, J.N., Zhao, D., Takahashi, M. (2004). *Modeling long-term volcanic hazards through Bayesian inference: an example from the Tohoku volcanic arc Japan*. Journal of Geophysical Research, 109, B10208.
- Marzocchi, W., Sandri, L., Furlan, C. (2006). *A quantitative model for volcanic hazard*

assessment. In: Mader, H. M., Coles, S. G., Connor, C. B. and Connor, L. J. (Eds.), *Statistics in Volcanology*. Special Publications of IAVCEI, 1. London, UK, Geological Society, 31- 37 pp.

Mocenni C. *Il Metodo di analisi multi criterio: Analitic Hierarchy Process (AHP)*.

Mossoux S., Saey M., Bartolini S., Poppe S., Canters F., Kervyn M. (2016). *Q-LAHVA: A flexible GIS plugin to simulate lava flows* (Elsevier Ltd). 98.

Okada H. (2003). *The microtremor survey method*. Translated by Suto, Society of Exploration Geophysicists, Geophysical Monograph Series 12, 135 pp.

Onori, F. (1908). *On Micro-tremors*.

Panzeri R. (2013). *I tre livelli della microzonazione sismica: il caso del comune di Cesena*. Bologna, Italy.

Park C.B., Miller R.D., Xia J., (1999). *Multi-Channel Analysis of Surface Waves*. Geophysics, vol. 64, n° 3, 800-808 pp.

Rosi M., Pistolesi M., Bertagnini A., Landi P., Pompilio M., Di Roberto A. (2013). *Chapter 14 Stromboli volcano, Aeolian Islands (Italy): present eruptive activity and hazard*. Geological Society, London.

http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/che_cose.wp?contentId=APP40344 Concetto di rischio

<http://itaca.mi.ingv.it/> ITACA Archive

ALLEGATO 1. HASSET DI STROMBOLI

STROMBOLI ISLAND: CHRONOLOGY OF ERUPTIONS										
UNREST	ORIGIN	OUTCOME	LOCATION	COMPOSITION	HAZARD	EXTENT	VEI	Tipo di composizione	Zone colpite	Formation
									Activity Area	
6	05/08/2011	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0		
7	01/08/2011	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows			Sciara del Fuoco	
8	17/07/2011	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0		
9	10/07/2011	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0		
10	05/07/2011	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0		
11	11/12/2010	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows	large	1		
12	30/06/2010	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout - wildfires	small	0		
13	21/01/2010	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout - wildfires	small	0	Pizzo	
14	10/01/2010	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0		
15	24/11/2009	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0		
16	08/11/2009	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0		
17	03/05/2009	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0		
18	29/03/2009	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows	large	1		
19	06/12/2008	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0		
20	07/09/2008	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0		
21	29/02/2008	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0		
22	15/03/2007	magmatic	magmatic	1 → 4	mafic	fallout - ashfall - airshock	large	1	Ginostra	
23	27/02/2007	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows	large	1	Sciara del Fuoco	
24	15/12/2006	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0		
25	05/08/2005	magmatic	magmatic	1 → 3	mafic	fallout - ashfall	small	0	Rina Grande	
26	05/04/2003	magmatic	magmatic	1 → 2 e 4	mafic	fallout - ashfall - airshock - tsunam	large	1	Stromboli - Ginostra - Punta Lena	
27	28/12/2002	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows	large	1	Sciara del Fuoco	
28	24/07/2002	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0	Pizzo	
29	23/01/2002	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout - ashfall	small	0	Pizzo - Fossetta	
30	20/10/2001	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout - wildfires	small	0	Pizzo	
31	26/08/1999	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout - ashfall - wildfires	small	0		
32	28/12/1998	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0	Crater area	
33	26/12/1998	magmatic	magmatic	1 → 4	mafic	fallout - ashfall	small	0	Ginostra	
34	24/11/1998	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0	Crater area	
35	08/09/1998	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout - wildfires	small	0		
36	23/08/1998	magmatic	magmatic	1 → 3	mafic	fallout - wildfires	small	0	Schicciolo	
37	16/01/1998	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0	Crater area	
38	04/09/1996	magmatic	magmatic	2	mafic	fallout - wildfires	small	0	N flank	
39	06/06/1996	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0	Pizzo - Sciara del Fuoco	
40	01/06/1996	magmatic	magmatic	2	mafic	fallout - wildfires	small	0	N flank	
41	16/02/1996	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0	on the summit	
42	11/05/1995	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0	on the summit	
43	05/03/1995	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0	Forgia Vecchia - Fossetta	
44	16/10/1993	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout - ashfall	small	0	NW flank - 500m from the crater	
45	18/05/1993	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows	small	0		
46	16/05/1993	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows	small	0		
47	10/02/1993	magmatic	magmatic	1 → 4	mafic	fallout - ashfall	small	0	Ginostra - 1 km from the crater	
48	18/06/1990	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	small	0	NW Sciara del Fuoco	
49	1985	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows			Sciara del Fuoco	
50	1975	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows			Sciara del Fuoco	
51	1966	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows				
52	1959	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout - lava flows	large	1		
53	1958	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows				
54	1956	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows				
55	1955	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows				
56	1954	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout - lava flows - tsunam	large	1		
57	1952	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows				
58	1950	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout - lava flows	large	1		
59	1949	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows				
60	1944	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout - lava flows - tsunam	large	1		
61	1943	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout - lava flows	large	1		
62	1941	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout - lava flows	large	1		
63	1939	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows				
64	1938	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows				
65	1937	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows				
66	1936	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	large	1		
67	1934	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout	large	1		
68	02/02/1934 - 19/01/2018	magmatic	magmatic	1					Summit Crater e Sciara del Fuoco	
69	03/06/1932	magmatic	magmatic							
70	11/09/1930	magmatic	magmatic	2	mafic	fallout - tsunam	large	1/2	NE	
71	1921	magmatic	magmatic		mafic	fallout	large	1		
72	1919	magmatic	magmatic		mafic	fallout - tsunam	large	1		
73	1916	magmatic	magmatic		mafic	fallout - tsunam	large	1		
74	1915	magmatic	magmatic		mafic	fallout - lava flows	large	1		
75	1912	magmatic	magmatic		mafic	fallout	large	1		
76	05/1910 - 07/1931	magmatic	magmatic	1				3?	Summit Crater e Sciara del Fuoco	
77	1907	magmatic	magmatic		mafic	fallout	large			
78	1906	magmatic	magmatic		mafic	fallout	large			
79	1890 - 29/05/1907	magmatic	magmatic					3?		
80	1857 - 26/06/1889	magmatic	magmatic	1				3?	Summit Crater e Sciara del Fuoco	
81	1631 - 1730 to the present	magmatic	magmatic	3	mafic	distal fallout		2	basalti	Rina Grande
82	1631 - 1730 to the present	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout		2	basalti	Sciara del Fuoco
83	1558 - 1857	magmatic	magmatic	1				3?	Summit Crater e Sciara del Fuoco	
84	/	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows			basalti	Fossetta
85	1264 - 1418 1350 ± 60	magmatic	magmatic	1 → 2	mafic	lava flows			basalti	Le Rocchette
86	950 ± 50	magmatic	magmatic					2?		
87	776	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout				Sciara del Fuoco
88	550 ± 50	magmatic	magmatic					3?		
89	355 - 557	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows			basalti	Bastimento
90	/	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout			basalti - andesiti basaltiche	Chiappe Lisce
91	360 BC - 7 to 100 ± 100	magmatic	magmatic	2	mafic	lava flows			basalti	San Bartolo
92	250 ± 50	magmatic	magmatic					2?		
93	150 ± 50	magmatic	magmatic					2?		
94	50 ± 50	magmatic	magmatic					2?		
95	50 BCE ± 50	magmatic	magmatic					2?		
96	210 BCE ± 10	magmatic	magmatic					2?		
97	350 BCE ± 50	magmatic	magmatic					2?		
98	380 - 100 BC to 45 - 245	magmatic	magmatic	1	mafic	fallout - PDC			basalti - andesiti basaltiche	Pizzo
99	/	hydromagmatic	Hydromagmatic	2	mafic	PDCs			andesiti basaltiche	Semaforo Labronzo

100	4 ± 0.9 ka	magmatic	magmatic	2	mafic	lava flows		basalti - andesiti basaltiche		Serro Adomo
101	> 6 ka (4050 BCE)	hydromagma	hydromagma	4	mafic	fallout - PDCs		3? andesiti basaltiche		Secche di Lazzaro
102	4250 BCE	magmatic	magmatic	2				2? NE flank (Punta Lena)		
103	4550 BCE	magmatic	magmatic	2				0? N flank (Vallonazzo)		
104	4800 BCE ± 300	magmatic	magmatic	2				2? N flank		
105	7.5 - 7 7.1 ± 0.3 ka	magmatic	magmatic	4	mafic	lava flows		basalti - andesiti basaltiche		Vigna Vecchia
106	7.5 - 7 6.8 ± 0.2 ka	magmatic	magmatic	4	mafic	lava flows		basalti		Timpone del Fuoco
107	8.7 ± 2 7 - 6.5 ka	magmatic	magmatic	2	mafic	fallout		0? andesiti basaltiche		Vallonazzo
108	7.7 ± 1.4 ka	magmatic	magmatic	2	mafic	lava flows		basalti		Piscità
109	8.3 ± 1.6 ka	magmatic	magmatic	2	mafic	fallout		basalti - andesiti basaltiche		Punta Labronzo
110	7.9 ± 1.2 ka	magmatic	magmatic	2	mafic	lava flows - fallout		0? basalti - andesiti basaltiche		Nel Cannestrà
111	13.8 ± 1.9 ka	magmatic	magmatic	1→1 e 4	mafic	lava flows - minor fallout - PDC		basalti		Ginostra
112	/	hydromagma	Hydromagma	2	mafic	PDCs		andesiti basaltiche		Semaforo Nuovo
113	6.2 ka	magmatic	magmatic	2	mafic	fallout		andesiti basaltiche		San Vincenzo sv1 member
114	12.5 ± 2.6	magmatic	magmatic	2	mafic	lava flows		andesiti basaltiche		San Vincenzo sv2 member
115	/	magmatic	magmatic	1	mafic	lava flows		andesiti basaltiche		Filo del Fuoco
116	15.2 ± 2.8 ka	magmatic	magmatic	2	mafic	fallout		andesiti basaltiche		Roisà
117	/	magmatic	magmatic	1→1 e 2	mafic	fallout - PDC		andesiti basaltiche - andesiti		Frontone
118	/	magmatic	magmatic	1→1 e 2	intermedio	fallout		andesiti - daciti		I Vancori va1 member
119	/	magmatic	magmatic	1→1 e 2	intermedio	lava flows		daciti		I Vancori va2 member
120	/	magmatic	magmatic	1→1 e 2	intermedio	fallout		andesiti		I Vancori va3 member
121	13.0 ± 1.9 ka	magmatic	magmatic	1→1 e 2	intermedio	lava flows		andesiti - daciti		I Vancori va4 member
122	/	magmatic	magmatic	1→1 e 2	mafic	fallout - PDC		andesiti basaltiche		Costa San Vincenzo ev1 member
123	22.0 ± 2.0 21.0 ± 6.0 ka	magmatic	magmatic	1→1 e 2	mafic	lava flows		andesiti basaltiche		Costa San Vincenzo ev2 member
124	26.2 ± 3.2 ka	magmatic	magmatic	1→1 e 2	mafic	lava flows		basalti - andesiti basaltiche		Portedduzza

ALLEGATO 2. MAPPA DI PERICOLOSITA' SISMICA D'ITALIA



ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

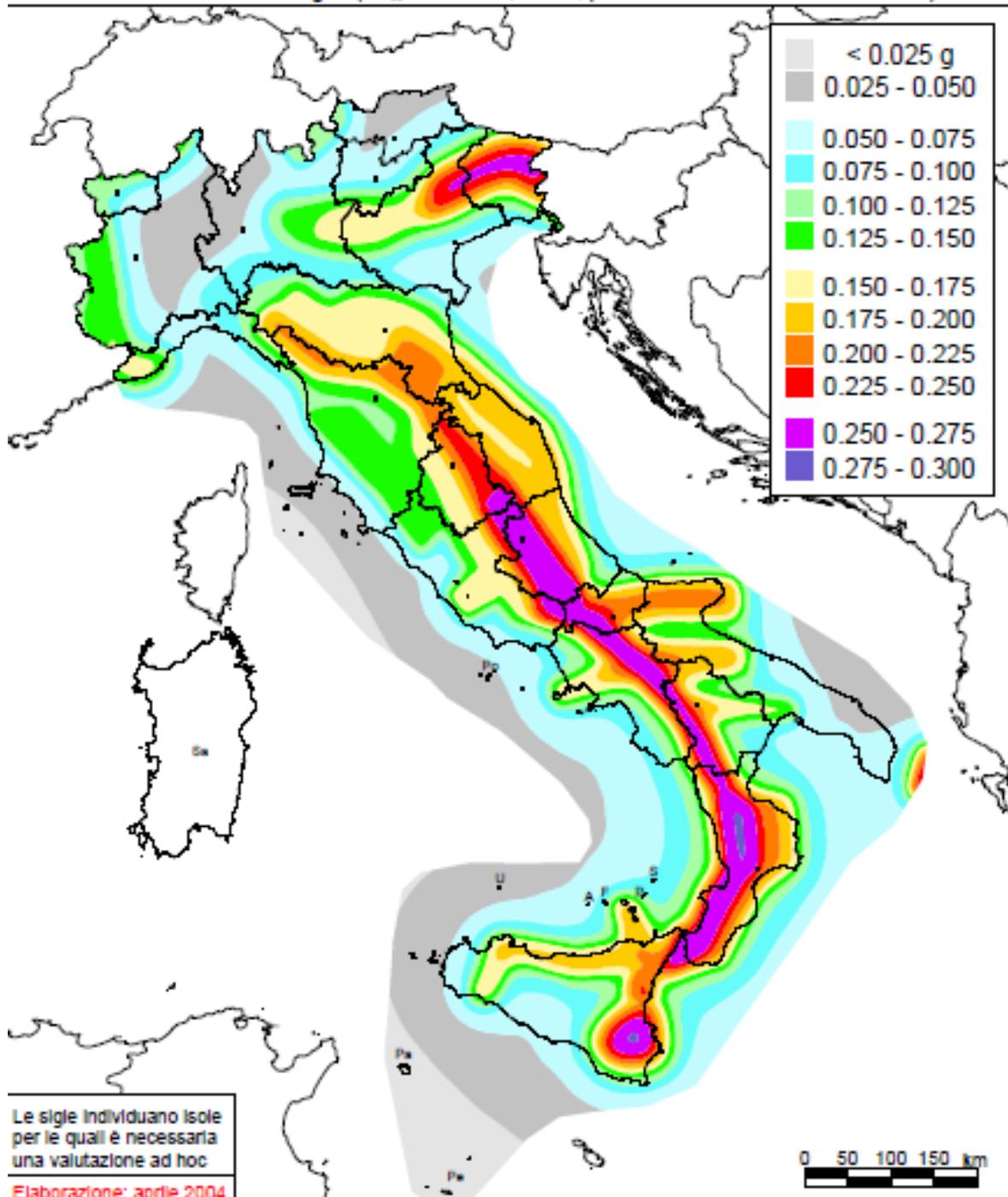
Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale

(riferimento: Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n.3519, All.1b)

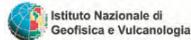
espressa in termini di accelerazione massima del suolo

con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni

riferita a suoli rigidi ($V_{s30} > 800$ m/s; cat.A, punto 3.2.1 del D.M. 14.09.2005)



ALLEGATO 3. MAPPA GEOLOGICA DI STROMBOLI



GEOLOGICAL MAP OF STROMBOLI (Aeolian archipelago)

F. Lucchi¹, J. Keller², G. De Astis³, L. Francalanci⁴, C.A. Tranne¹

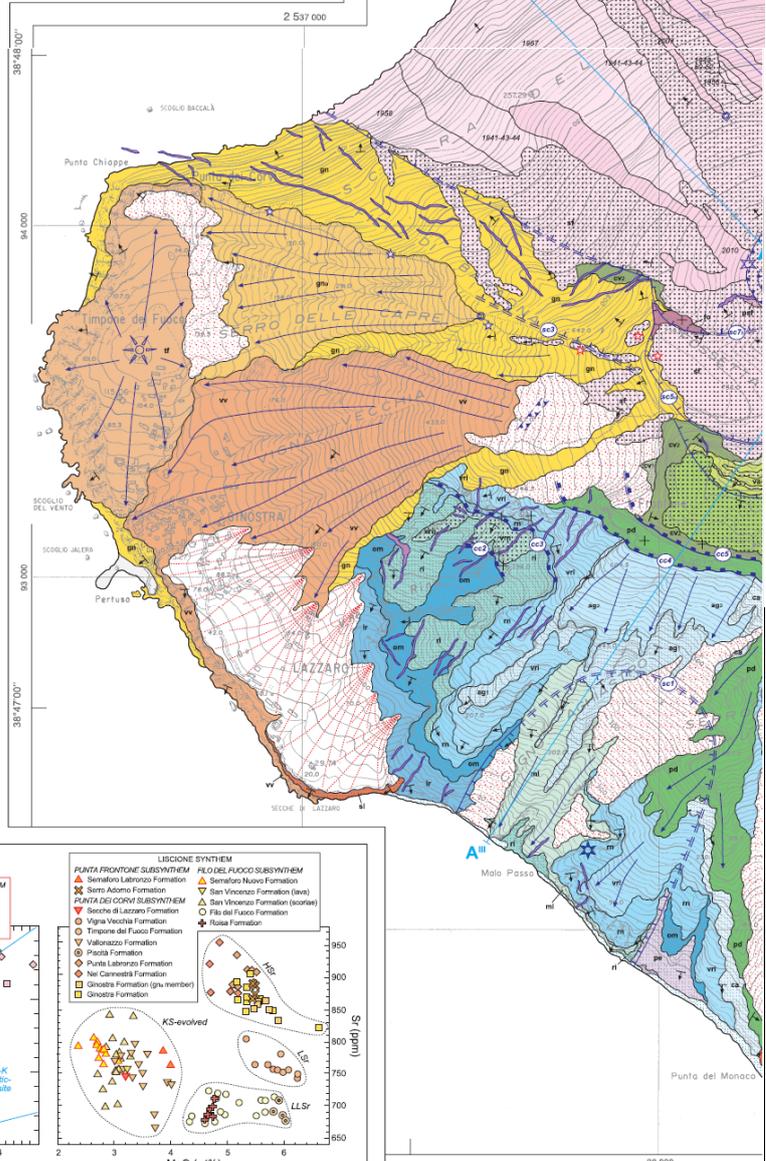
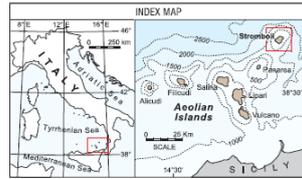
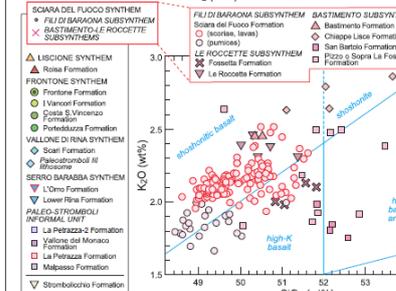
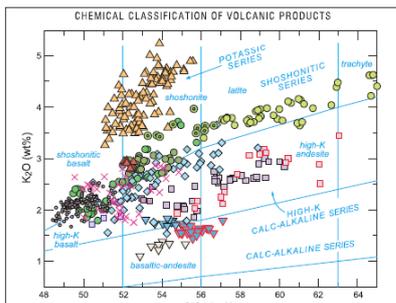
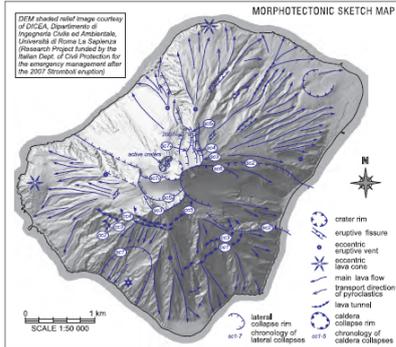
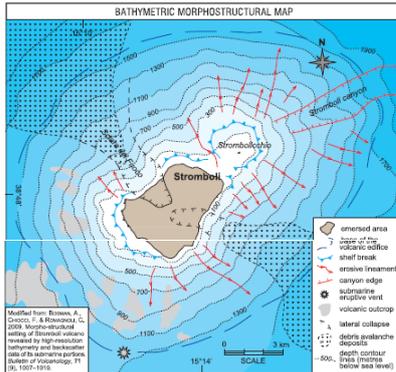
¹ Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Alma Mater Studiorum, Università di Bologna, Piazza di Porta S. Donato 1, 40126 Bologna, Italy

² Institut für Geowissenschaften - Mineralogie-Geochemie, Universität Freiburg, Albertstrasse 23b, 79104 Freiburg, Germany

³ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Stromboli, Stazione di Stromboli e Tettonologia, Via di Vigna Murata 605, Roma, Italy

⁴ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via La Pira 4, I 50121 Firenze, Italy

Corresponding author: Tel. 0039 51 2094936; Fax: 0039 51 2094904; E-Mail Address: federico.lucchi@unibo.it



From LUCCHI, F., PROSERPIO, A., KELLER, J., TRANNE, C.A., & RONGI, P., (eds) 2012. The Aeolian Islands volcanoes. Geological Society, London, Memoirs, 37, © The Geological Society of London 2012.

This map is based on the 1:10000 Carta Tecnica Regionale Sottone N. 581000 bis, Isola di Salina, Regione Siciliana, 1994 coordinate al geo-centro logico 02 02 1960 n° 88. Nulla osta dell'I.G.M.I. alla diffusione n° 389 del 24.12.1994.

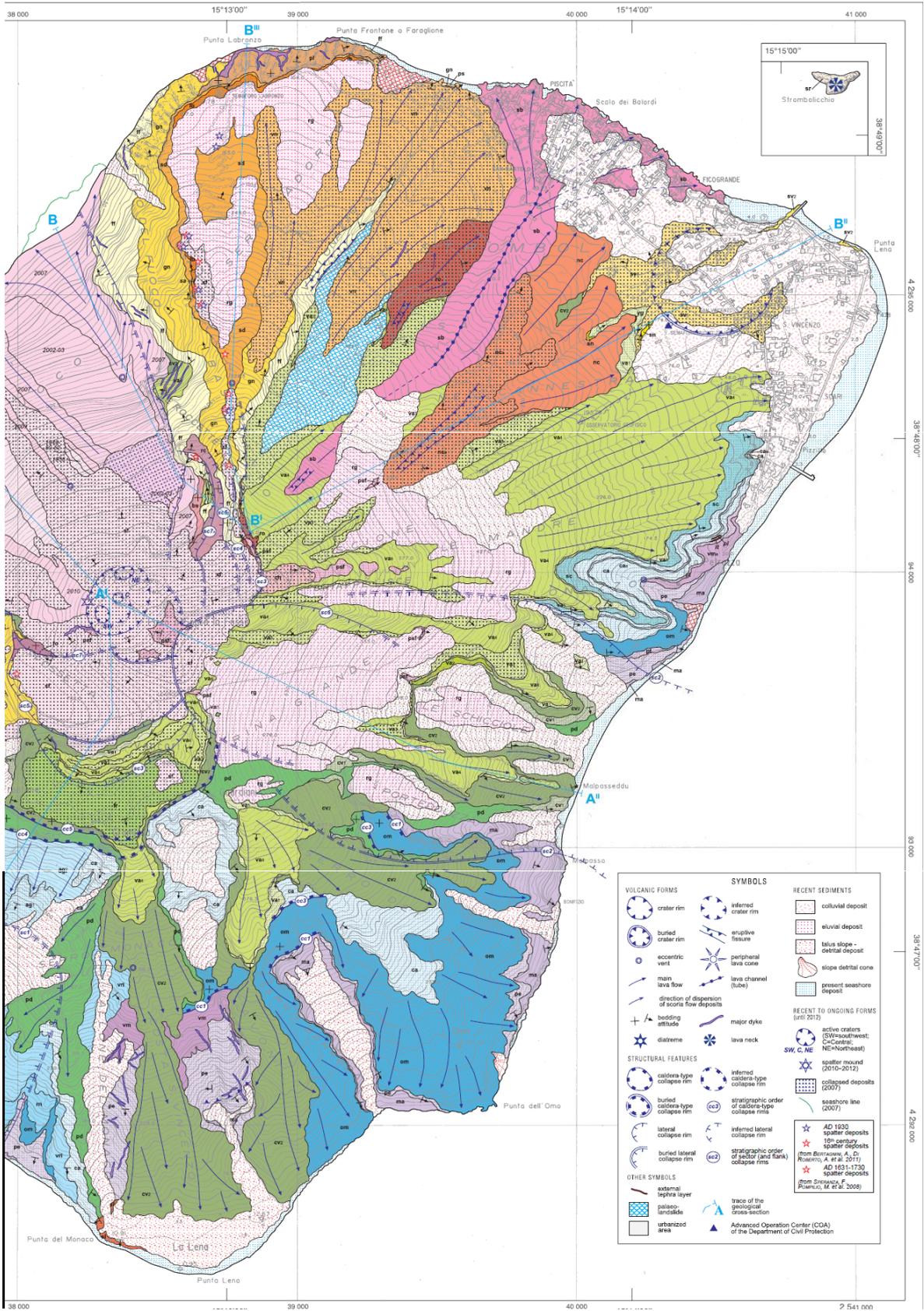
Altimetric coordinates conform to the Gauss-Bogota system (Sistema Nazionale - Fuso Est), and geographic coordinates are relative to the Greenwich meridian. Elevation difference between contour lines is 10 m.

The geological field survey is updated to December 2012.

The topographic profile of Scara del Fuoco in the years of mapping (2007-2012) is different from that resulting from the 1994 topographic map in the outcrop area of the 2002-2003 and 2007 lava flow fields.

The current Scara del Fuoco profile and shoreline are adapted by means of a joint analysis of recent topographic data available for Stromboli. A joint orthophoto (April 2007) and a shaded relief map (May 2008), obtained by DICSA of Università di Roma La Sapienza during the activities coordinated by the Italian Dept. of Civil Protection for the management of the 2007 eruption. Additional information was extracted from sketch topographic maps available on Google maps.

The stratigraphy and areal distribution of the latest lava flows erupted within the Scara del Fuoco outcrop are reconstructed by referring to MARIANO, M., BAZZI, P., COSTELLI, M. & FERRI, M., 2012. The morphological evolution of the Scara del Fuoco since 1868: reconstructing the effusive activity at Stromboli volcano. Bulletin of Volcanology, 74, 231-248.



SKETCH MAPS OF LITHOSOMES AND MAIN STEPS OF ERUPTIVE HISTORY		UNCONFORMITY-BOUNDED UNITS SYNTHESIS		LITHOSOMES	INFORMAL LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS	STRAT. RANGE	AGE (ka=1000 years)
ERUPTIVE EPOCH 6a-c Active craters (present-day activity)		FILI DI BARAGONA		Rina Grande Formation Thick (up to 30 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, massive, dark-gray to black lava flows with autoclastic blocky caprocks cropping out in the sector of Rina Grande along the valley of the Schiavone and Puredduzdu and behind the Stromboli village, and provide the material that forms the typical black sandy narrow beach of the island of Stromboli. Overall, these deposits are the result of an early and relatively long-lived eruptive cycle of the Stromboli volcano, and are related to the present-day activity of Stromboli (Stromboli Formation) immediately after their deposition (laterolateral deposits).			AD 1921-1730 to Present
				Sciera del Fuoco Formation Stromboli products of the present-day persistent present-day activity consisting of loose, dark gray to black scoriae, ash, lapilli and blocks with brown and feldspar spalter clasts (faulot eruption units), mostly distributed within the Sciera del Fuoco collapse scar and in the area around the active craters. Episodic high-energetic (paroxysms) produced widespread ash-lapilli fallout units with well-sorted and rounded grains, and abundant accessory lapilli (faulot eruption units). These units are deposited on the surface of the Sciera del Fuoco collapse scar, and are related to the present-day activity of Stromboli (Stromboli Formation) immediately after their deposition (laterolateral deposits).			AD 1831-1730 (25) to Present
ERUPTIVE EPOCH 6a Pizzo activity		SCIARRA DEL FUOCO		Fossella Formation Succession (from 30 to 30 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, massive, dark-gray to black lava flows with autoclastic blocky caprocks cropping out in the sector of Fossella (Fossella lava 1), to the SW of the active craters. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the latest NW-dipping lateral collapse sc7. High-K basalts.			AD 1309 ± 29 (1) AD 1264-1418
				La Rocchetta Formation Succession (up to 30 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks. They have a gently dipping to subhorizontal bedding attitude and crop out in lateral contact in the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3, lying above the Battarone lavas and overlying the collapse sc6 in the area of La Rocchetta. One of these lava flows is correlated with the so-called "Sciera del Fuoco lava overflow" (1, 2) and thus dated to AD 1350 (1) and AD 1264-1418 (2) by means of magnetostratigraphy. These lavas are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			
ERUPTIVE EPOCH 6a Pizzo activity		BASTIMENTO		Sciera del Fuoco Formation Stromboli products of the present-day activity consisting of loose lapilli and luffs with the typical association between highly porphyritic (HP) black scoriae and golden purines with a brownish (B?) content (faulot eruption units). Stromboli basalts to minor high-K basalts, with LP purines having KO lower than HP scoriae. This is the lower portion of the Sciera del Fuoco Formation, and is correlated with the so-called Upper Sequenza (1, 2) which is recognized in several trenches along the north-eastern flank of Stromboli. Immediately above the Punta Labronza layer (AD 776). The age of Punta Labronza defines the onset of the present-day activity.			AD 776 (1)
				Bastimento Formation Succession (up to 15 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Bastimento, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			AD 355-557 (2)
ERUPTIVE EPOCH 5b San Bartolomeo activity		SAN BARTOLOMEO		San Bartolomeo Formation Succession (up to 10 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of San Bartolomeo, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			360 BC-AD 7 (1) AD 100-109 (1) (13, 14, 6, 9)
				Pizzo a Sopra la Fossa Formation Succession (up to 2 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Pizzo a Sopra la Fossa, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			380-100 BC AD 45-245 (1)
ERUPTIVE EPOCH 5b San Bartolomeo activity		PUNTA FRONTONE		Semeforo Lavasa Formation Succession (up to 30 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Punta Frontone, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			4.0 ± 0.9 (3)
				Sciera di Lazzaro Formation Succession (up to 30 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Sciera di Lazzaro, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			5222-4768 BC (present work)
ERUPTIVE EPOCH 5b San Bartolomeo activity		VIGNA VECCHIA		Vigna Vecchia Formation Succession (up to 30 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Vigna Vecchia, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			7.1 ± 0.3 (7) 7.5 (2)
				Tempone del Fuoco Formation Succession (up to 140 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Tempone del Fuoco, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			6.8 ± 0.2 (7) 7.5 (2)
ERUPTIVE EPOCH 5b San Bartolomeo activity		VALINAZZO		Valinazzo Formation Succession (up to 20 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Valinazzo, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			6.5-7 (20) 6.8 ± 1.4 (3) 6.9 ± 1.1 (3) 7.7 ± 2.1 (9)
				Piscia Formation Succession (up to 8 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Piscia, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			7.7 ± 1.4 (4)
ERUPTIVE EPOCH 5b San Bartolomeo activity		PUNTA LABRONZA		Punta Labronza Formation Succession (up to 8 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Punta Labronza, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			(6.6 ± 3.3, 9) 7.5 (7) 8.2 ± 1.8 (3) 8.3 ± 1.8 (1)
				Nel Cammezzano Formation Succession (up to 10 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Nel Cammezzano, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			7.9 ± 0.8 (1) 7.8 ± 1.2 (1)
ERUPTIVE EPOCH 5b San Bartolomeo activity		FILO DEL FUOCO		Filo del Fuoco Formation Succession (up to 80-100 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Filo del Fuoco, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			6.7-8.4 (2)
				Rosa Formation Succession (up to 10 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Rosa, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			13.8 ± 1.0 (9) (present work)
ERUPTIVE EPOCH 5b San Bartolomeo activity		SEMEFORO NUOVO		Semeforo Nuovo Formation Succession (up to 5 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Semeforo Nuovo, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			(6.2, 20) 12.5 ± 2.6 (1)
				San Vincenzo Formation Succession (up to 20 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of San Vincenzo, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			
ERUPTIVE EPOCH 4 Vancori composite volcano		FRONTONE		Vancori Formation Succession (up to 100 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Vancori, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			21.0 ± 2.0 (7) 22.0 ± 2.0 (7)
				Portaduzza Formation Succession (up to 100 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Portaduzza, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			26.2 ± 3.2 (7) (present work)
ERUPTIVE EPOCH 4 Vancori composite volcano		GUARDIANI		Guardiaani Formation Succession (up to 100 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Guardiaani, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			34.6 ± 3.0 (9) (present work)
				Sciarra Formation Succession (up to 100 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Sciarra, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			40 ± 3 (1)
ERUPTIVE EPOCH 3 Pulcinella composite volcano		CUGNO AGLIASTRO		Cugno Agliastro Formation Succession (up to 10 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Cugno Agliastro, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			
				Upper Valle di Rina Formation Succession (up to 100 m thick) of meta-thick, poorly vesicular, gray to black massive lava flows with scoriae caprocks cropping out in the inner side of the Sciera del Fuoco headwall in the area of Upper Valle di Rina, hanging above the 2002-2007 lava flow fields. They crop out with a gently dipping to subhorizontal bedding attitude in lateral contact on the northern border of the NW-dipping lateral collapse sc3. These lava flows have a subhorizontal bedding attitude that records the tilting of the morphologic depression derived from the coalesced NW-dipping lateral collapse sc3 and sc4, and are directly cross-cut by the NW-dipping lateral collapse sc7.			

ERUPTIVE EPOCH 2 Paleostromboli II composito volcanico		St ₂	MALO PASSO	Paleostromboli II	<p>Middle Vallone di Rina Formation</p> <p>Succession (up to 75 m thick) of light grey-coloured, metre-thick massive lava flows with aa-type scoriaeous caprocks, corresponding to the main portion of the Middle Vallone di Rina lavas (1¹). High-K basaltic-andesites to high-K andesites with distinctive content of bubble phenocrysts (among the Paleostromboli products). In the area of Malo Passo, a roughly cylindrical diatreme pipe (Diatreme vent of Malo Passo, 1¹) and several pyroclastic dykes cross-cut this unit.</p>	<p>35.0 ± 6.0 (9¹) 35.0 ± 9.0 (9¹) 41 ± 3 (14)</p>
ERUPTIVE EPOCH 1 Paleostromboli I straboccone					St ₁	SERRA BARABBA
ERUPTIVE EPOCH 1 Paleostromboli I straboccone		St ₁	PALEO-STROMBOLICI INFORMAL UNIT	Paleostromboli I		
ERUPTIVE EPOCH 1 Paleostromboli I straboccone					St ₁	PALEO-STROMBOLICI INFORMAL UNIT
ERUPTIVE EPOCH 1 Paleostromboli I straboccone		St ₁	PALEO-STROMBOLICI INFORMAL UNIT	Paleostromboli I		
ERUPTIVE EPOCH 1 Paleostromboli I straboccone					St ₁	PALEO-STROMBOLICI INFORMAL UNIT
ERUPTIVE EPOCH 1 Paleostromboli I straboccone		St ₁	PALEO-STROMBOLICI INFORMAL UNIT	Paleostromboli I		
ERUPTIVE EPOCH 1 Paleostromboli I straboccone					St ₁	PALEO-STROMBOLICI INFORMAL UNIT
ERUPTIVE EPOCH 1 Paleostromboli I straboccone		St ₁	PALEO-STROMBOLICI INFORMAL UNIT	Paleostromboli I		
ERUPTIVE EPOCH 1 Paleostromboli I straboccone					St ₁	PALEO-STROMBOLICI INFORMAL UNIT
ERUPTIVE EPOCH 1 Paleostromboli I straboccone		St ₁	PALEO-STROMBOLICI INFORMAL UNIT	Paleostromboli I		
ERUPTIVE EPOCH 1 Paleostromboli I straboccone					St ₁	PALEO-STROMBOLICI INFORMAL UNIT
ERUPTIVE EPOCH 1 Paleostromboli I straboccone		St ₁	PALEO-STROMBOLICI INFORMAL UNIT	Paleostromboli I		

