



UNIVERSITA' DELLA CALABRIA

FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA

Ciclo XXIII-Settore GEO/08

Tesi di dottorato

“La cenere basaltica: micro-tessiture e  
dinamiche eruttive”

Dott.ssa Chiara Benedetta Cannata

Tutor: Prof.ssa R. De Rosa

Coordinatore:

Prof. F. Russo

Co-tutors: Dott.ssa P. Donato

Dott. J. Taddeucci

# *Abstract*

*This work is focused on micro-scale textural observations on ash particles, erupted from ordinary activity at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy). Ash samples were collected during three sampling campaigns: 1-5 September 2008, 20 and 22 September 2008, and 18 June 2009, during which two sampling methods have been adopted: collection on a clean surface downwind and remotely controlled, electrically propelled aeromodels, penetrating directly in the eruptive plume and collecting ash samples that are less affected by transport-related sorting processes. Ash from individual explosions have been characterized in terms of quantitative proportion of principal ash components, textural, morphological and chemical features. A micro-textural approach has been conducted, working at step: from preliminary observation under binocular microscope on a medium number of 700 particles, to thin section observations, to sub-micron investigations, using high resolution instruments. Micro-texture and morphology of ash particles were observed under FE-SEM, at high magnification (30.000/100.000 X). On each particle we measured the*

main shape parameters (area, perimeter, max length, compactness, Feret's diameter, Heywood's diameter and elongation) and chemical-surface features.

Ash is composed of two main type of fragments: one opaque, black coloured, micro- to crypto-crystalline, poorly or non-vesiculated with regular shapes, called "Type a" fragments, and the other one, transparent, lightly brown to yellow, red to brown; sub-aphyric to porphyric, showing large micro-phenocrystals of plagioclase and pyroxene; highly vesiculated, with irregular shapes, sometimes fluidal and showing shards morphology, called "Type b". Rarely porphyric to vitric fragments ("Type c"), with reddish colors and vesicles inside are present and also a few single crystals of plagioclase, pyroxene and olivine ("Type d").

At persistent activity volcanoes is not easy to distinguish juvenile from lithics so in this work we decided to adopt a new nomenclature of ash particles without a priori interpretation.

"Type a" show great similarities with the well known tachylite particles, while "type b" fragments are very similar to the sideromelane ones, the two types of fragments representing end-members of a continuous spectrum. Abundant "type a" fragments for example, show fluidal shapes, reddish colors and micro-phenocrystals of plagioclase and pyroxene; while "type b" fragments show brownish colors and porphyric structures. These fragments are so called "type a<sub>1</sub>" and "type b<sub>1</sub>", respectively.

A great heterogeneity does exists among ash constituents erupted from three different active group of vents. Component analysis of principal constituents well discriminate between ash erupted from three group of vents sampled in September 2008 and June 2009 and also ash from May and September 2002, used here as a comparison for the componentry of ash erupted during the ordinary activity.

Morphological and chemical analysis showed that the fragments have slightly different morphologies and are all subject to alteration phenomena and precipitation of minerals of neo-formation on their

*surfaces. The alteration is dependent from the atmospheric conditions around the vent and not from the type of fragments.*

*Ash erupted from individual explosions, during the periods of sampling doesn't show any differences in morphology and chemistry of surface features, but only in terms of proportion of components. "Type b" fragments (sideromelane) predominate in the ash erupted from typical strombolian activity.*

*During the ordinary activity at Stromboli is confirmed that in the shallow conduit of Stromboli, a magma with two different texture features does exist.*

# **LA CENERE BASALTICA: MICRO-TESSITURE E DINAMICHE ERUTTIVE**

**INTRODUZIONE**.....p. 10

## **1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO**

1.1	Isole Eolie.....	p.15
1.1.1	Geologia e Geofisica.....	p.15
1.1.2	Evoluzione geodinamica dell'arco eoliano.....	p.20
1.1.3	Petrologia e geochimica dei prodotti delle isole Eolie.....	p.24
1.2	Isola di Stromboli.....	p.26

## **2 ESPLOSIVITA' BASALTICA**

2.1	Attività basaltica.....	p.32
2.2	I prodotti dell'attività basaltica esplosiva.....	p.42
2.3	Attività stromboliana a Stromboli.....	p.45

## **3 TECNICHE ANALITICHE**

3.1	Tecniche di campionatura.....	p.53
3.2	Tecniche strumentali.....	p.59
3.2.1	Petrografia e componenti.....	p.59
3.2.2	SEM.....	p.60
3.2.3	Alterazioni di superficie.....	p.62

## **4 LA CENERE DI STROMBOLI**

4.1	Petrografia.....	p.64
4.1.1	Osservazioni al binoculare.....	p.64
4.1.2	Microscopio ottico.....	p.70

4.2 SEM.....	p.78
4.2.1 Micro-tessiture.....	p.78
4.2.2 Morfoscopia.....	p.81
4.3 Chimica di superficie.....	p.84
4.4 Applicazione di metodologie statistiche all'interpretazione dei dati composizionali (PCA).....	p.88

## **5 DISCUSSIONE E CONCLUSIONI**

5.1 Discussione.....	p.90
5.1.1 Petrografia e componenti principali.....	p.90
5.1.2 Analisi delle componenti principali (PCA).....	p.93
5.1.3 Morfoscopia e chimica di superficie.....	p.94
5.2 Conclusioni.....	p.99

## **Elenco delle figure e delle tabelle**

Fig.1.1: Il Tirreno meridionale e l' arco eoliano .....	p. 15
Fig. 1.2: Mappa strutturale LVVC e modello strutturale del bacino di pull-apart LVVC.....	p.17
Fig. 1.3: Assetto strutturale dell'arco eoliano e profondità dei terremoti tra il 1981 e il 1986.....	p.19
Fig. 1.4 : Età del vulcanismo alle isole Eolie.....	p.21
Fig. 1.5: Serie magmatiche dei prodotti dell'arco eoliano e loro distribuzione.....	p.25
Fig. 1.6: Serie magmatiche dei prodotti delle isole Eolie.....	p.25
Fig. 1.7: Serie magmatiche dei prodotti di Stromboli.....	p.27
Fig. 1.8: Rapporti isotopici di Nd e Sr dei magmi di Stromboli.....	p.28
Fig. 1.9: Serie magmatiche dei prodotti di Stromboli e loro distribuzione sull'isola.....	p.30
Fig.1.10: Veduta aerea dal Pizzo Sopra la Fossa dei crateri sommitali di Stromboli.....	p.30
Fig. 2.1: Modelli per le eruzioni hawaiane.....	p.35
Fig. 2.2: Modelli per le eruzioni stromboliane.....	p.36
Fig. 2.3: Classificazione delle eruzioni esplosive.....	p.38
Fig. 2.4: Diagramma dell'MDR per eruzioni di differenti stili esplosivi a Stromboli, Kilauea ed Etna.....	p.39
Fig. 2.5: Terrazza craterica di Stromboli, vista dal Pizzo.....	p.45
Fig. 2.6: Esplosioni stromboliane a Stromboli.....	p.48
Fig. 3.1: Aeromodelli.....	p.54
Fig. 3.2: Terrazza craterica vista dal Pizzo (Settembre 2008).....	p.55
Fig. 3.3: Stili eruttivi dell'attività ordinaria a Stromboli.....	p.56
Fig. 4.1: Dall'alto verso il basso: istogrammi di frequenza per le classi di frammenti delle ceneri emesse durante Settembre 2008, Giugno 2009, Maggio-Settembre 2002.....	p.67

Fig. 4.2: Dall'alto verso il basso: istogrammi di frequenza per le classi di frammenti delle ceneri emesse durante Settembre 2008, Giugno 2009, Maggio-Settembre 2002, dal cratere di NE <sub>1</sub> .....	p.67
Fig. 4.3: Dall'alto verso il basso: istogrammi di frequenza per le classi di frammenti delle ceneri emesse durante Settembre 2008, Giugno 2009, dal cratere di NE <sub>2</sub> .....	p.68
Fig. 4.4: Dall'alto verso il basso: istogrammi di frequenza per le classi di frammenti delle ceneri emesse durante Settembre 2008, Giugno 2009, Maggio-Settembre 2002.....	p.68
Fig. 4.5: Dall'alto verso il basso: istogrammi di frequenza per le classi di frammenti: "tipo a" e "tipo b", "tipo a <sub>1</sub> " e "tipo b <sub>1</sub> ", e dei loro rapporti.....	p.69
Fig. 4.6: Un campione di cenere tal quale in sezione sottile.....	p.70
Fig. 4.7: Frammenti "tipo a" e "tipo b" in sezione sottile.....	p.71
Fig. 4.8: Cenere di Settembre 2008.....	p.72
Fig. 4.9: Cristalli singoli di plagioclasì.....	p.72
Fig. 4.10: Cristalli singoli di pirosseni.....	p.73
Fig. 4.11: Cristalli singoli di olivine.....	p.73
Fig. 4.12: Frammenti "tipo c" in sezione sottile.....	p.73
Fig. 4.13: Variazioni nei caratteri dei frammenti "tipo a" in sezione sottile.....	p.75
Fig. 4.14: Variazioni nei caratteri dei frammenti "tipo b" in sezione sottile.....	p.75
Fig. 4.15: Frammenti "tipo b <sub>1</sub> " in sezione sottile.....	p.76
Fig. 4.16: Frammenti "tipo a <sub>1</sub> " in sezione sottile.....	p.77
Fig. 4.17: Immagini al SEM dei frammenti "tipo a".....	p.78
Fig. 4.18: Immagini al SEM dei frammenti "tipo b".....	p.79
Fig. 4.19: Immagini al SEM dei frammenti "tipo a <sub>1</sub> " e "tipo b <sub>1</sub> " in sezione sottile.....	p.79
Fig. 4.20: Immagini al SEM delle fasi di neo-formazione.....	p.80



Fig. 4.21: Istogrammi di frequenza, da sinistra verso destra, delle ceneri emesse dal cratere di NE <sub>1</sub> , NE <sub>2</sub> e SO.....	p.82
Fig. 4.22: Istogrammi di frequenza, dall'alto verso il basso, dei frammenti: "tipo a", "tipo b", "tipo a <sub>1</sub> " e "tipo b <sub>1</sub> ".....	p.83
Fig. 4.23: Diagrammi ternari della chimica di superficie dei campioni di cenere tal quali.....	p.85
Fig. 4.24: Diagrammi ternari della chimica di superficie dei frammenti "tipo a" e "tipo b".....	p.86
Fig. 4.25: Diagrammi ternari della chimica di superficie dei frammenti "tipo a <sub>1</sub> " e "tipo b <sub>1</sub> ".....	p.87
Fig. 4.26: Analisi delle componenti principali dei campioni di cenere di Settembre 2008, Giugno 2009 e Maggio e Settembre 2002: le sigle dei campioni che iniziano con i numeri 2009 e 2209 appartengono alle ceneri di Settembre 2008 (rispettivamente 20 e 22 Settembre); quelle che iniziano con 1809 appartengono alle ceneri campionate a Giugno 2009 (18 Giugno); mentre quelle che cominciano con NS e STR, appartengono rispettivamente alle ceneri di Maggio e Settembre 2002.....	p.89
Fig. 5.1.: Stratificazione della capacità di assorbimento dei volatili in una colonna eruttiva.....	p.97
Fig. 5.2.: "Tipo a" (tachilite) e "tipo b" (sideromelano) all'interno del condotto superficiale.....	p.101
Tabella 3.1: Campioni di cenere studiati.....	p.58

## **Elenco delle abbreviazioni**

a.C.: avanti Cristo

b: bar

ca: circa

CA: CalcAlcaline

CF: Collapsing Foam model

D: dispersione areale del deposito

d.C.: dopo Cristo

BSE: Back-Scattered Electrons

EDS: Energy Dispersion System

F: grado di frammentazione dei prodotti

FE-SEM: Field Emission-Scanning Electron Microscope

FLIR: Forward Looking Infrared Radiometer

FT-IR: Fourier Transform-InfraRed

INGV: Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

HD: High-Density

HK: High Potassium

HKCA: High Potassium CalcAlcaline

HP: High-Porphyrific

ka: Migliaia di anni

KS: Potassium-Alcaline

LD: Low-Density

LP: Low-Porphyrific

LVVC: Complesso vulcanico Lipari-Vulcano

M: Magnitudo

Ma: Milioni di anni

µm: micrometro

MDR : Mass Discharge Rate

mgal: Milligal

Moho: Discontinuità di Mohorovic

MORB: Mid-Ocean Ridge Basalt

MPa: Mega Pascal

nm: nanometro

OIB: Oceanic Island Basalt

PCA: Principal Component Analyses

RSD: Rise Speed Dependent model

SE: Secondary Electrons

SEM: Scanning Electron Microscopy

SHO: Shoshonitic

s.l.m.: sul livello del mare

TEM: Transmission Electron Microscopy

TT: Transitional Texture

## **APPENDICI**

Appendice 1: Campionamento Stromboli

Appendice 2: Analisi dei componenti

Appendice 3: Analisi morfologiche

Appendice 4: Analisi chimica di superficie

Appendice 5: Errore analitico dell'analisi della chimica di superficie

## **Bibliografia**

# INTRODUZIONE

---

La presente tesi di dottorato di ricerca si incentra sullo studio micro-tessiturale delle ceneri basaltiche eruttate nel corso dell'attività esplosiva ordinaria dal vulcano Stromboli (isole Eolie). La morfologia delle particelle di cenere e l'analisi dei componenti, così come le variazioni delle proporzioni relative, permettono di ricavare informazioni sull'attività esplosiva che le hanno prodotte. In particolare, lo studio tessiturale del materiale juvenile rappresenta uno strumento d'indagine delle dinamiche del condotto superficiale. La tessitura del materiale piroclastico registra lo stato fisico del magma vicino o in corrispondenza dello stato di frammentazione (Mangan et al., 1993; Cashman & Mangan, 1994) e della storia di ascesa e decompressione del magma attraverso il condotto superficiale (Hammer et al., 1999; Polacci et al., 2003; Houghton et al., 2004; Gurioli et al., 2004; Lautze & Houghton, 2007). I caratteri morfologici e tessiturali dei frammenti juvenili e non, che costituiscono le ceneri, non solo forniscono informazioni sui processi eruttivi (Taddeucci et al., 2002), ma inoltre consentono di risalire alle cause che inducono alla transizione tra gli stili eruttivi (Taddeucci et al., 2004a). Lo studio petrografico e geochimico delle ceneri emesse da un vulcano è stato

utilizzato in precedenza per comprendere i processi nel condotto e le condizioni di degassamento che avvengono durante le eruzioni Pliniane (Gardner et al., 1998; Hammer et al., 1999; Polacci et al., 2001) ed è stato successivamente applicato nello studio delle eruzioni esplosive di composizione basaltica (Taddeucci et al., 2004a). Alla base di studi di questo tipo vi è la correlazione tra la variabilità dei componenti delle ceneri emesse durante le eruzioni esplosive ed il cambiamento dello stile eruttivo (Taddeucci et al., 2002; 2004; Andronico et al., 2004a; 2004b; 2005; Cimarelli et al. 2010). Ciononostante ad oggi, ancora pochi studi si sono concentrati sulla caratterizzazione tessiturale delle ceneri, ma piuttosto sulle classi granulometriche maggiori. Gli studi precedenti sono stati effettuati perlopiù su lapilli, scorie e pomici, utilizzando perciò approcci diversi, in quanto, al contrario delle ceneri, sui materiali con una granulometria maggiore, si possono applicare studi di vescicolarità, densità e sulla loro natura, con cui risalire alla storia di vescicolazione e di risalita del magma nel condotto. Con le ceneri si possono tuttavia affrontare altri tipi di studio, ad esempio si può stimare l'energia coinvolta durante il processo di frammentazione. La frazione cineritica risulta particolarmente utile durante le analisi petrografiche perché, date le dimensioni molto piccole, si può osservare una quantità elevata di individui, ottenendo maggiori informazioni su frammenti di tipo diverso e valutando l'eterogeneità dei caratteri di questi all'interno di un campione. Gli studi condotti finora sulle piroclastiti si sono concentrati prevalentemente sulla granulometria, sull'analisi dei componenti (Cas and Right, 1987, Fisher and Schminke 1984, de Rosa 1999) e sulla caratterizzazione morfologica del materiale juvenile (Sheridan & Marshall, 1983; Heiken and Wohletz 1985; Wohletz 1986; Dellino and La Volpe 1996; Dellino and Liotino, 2002; Maria and Carey, 2002; Riley et al., 2003; Ersoy et al 2007, Ersoy et al 2010). Pochi lavori si sono concentrati invece sulla comparazione tra i dati micro-tessiturali delle ceneri e l'analisi

dei componenti principali (Cioni et al., 2008). Recentemente Lautze et al. (sottom. a *Physics and Chemistry of the Earth*) hanno effettuato uno studio sui caratteri tessiturali delle ceneri emesse dall'attività vulcanica del 2006 del M.te Etna e dalla crisi eruttiva del 2007 a Stromboli.

La composizione chimica delle ceneri risulta molto importante negli studi delle plume vulcaniche, nelle implicazioni sull'impatto ambientale e per la salute umana (Horwell et al., 2003; Delmelle et al., 2007). Durante un'eruzione, i materiali piroclastici all'interno della plume possono assorbire alcune specie di volatili presenti sulla loro superficie: alogeni, zolfo e metalli, che possono venire lisciviati dalle acque circolanti, o dalle piogge, contaminando l'ambiente circostante, la vegetazione e la popolazione.

Le ceneri sono ampiamente studiate durante l'attività di monitoraggio petrologico. Tra le piroclastiti, le ceneri rappresentano, infatti, il materiale più adatto su cui effettuare il monitoraggio continuo di un vulcano in attività, avendo come scopo, oltre che la mitigazione del rischio vulcanico, anche lo studio dei processi eruttivi in atto nel sistema magmatico in esame. In letteratura esistono diversi esempi di utilizzo della caratterizzazione petrografica e geochemica di clasti di cenere a scopo di mitigazione del rischio vulcanico (Fiske, 1979; Heiken et al., 1980). La forma e i componenti che costituiscono la cenere sono dei caratteri ereditati dai processi eruttivi. Pertanto variazioni nella morfologia e nelle proporzioni dei componenti delle ceneri coincidono con variazioni di altri parametri. Da ciò ne deriva l'applicabilità nel campo del monitoraggio, in quanto riflettono i meccanismi eruttivi che sono all'origine dell'attività esplosiva e ne predicono quelli futuri (Taddeucci et al., 2002; Cimarelli et al. 2010). L'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) monitora lo stato di attività e di quiescenza dei vulcani italiani e ha applicato, di recente, lo studio micro-tessitoriale delle ceneri nell'attività di monitoraggio dell'Etna e di Stromboli (Taddeucci et al., 2002, 2007; Andronico et al.,



2008). Questa metodologia consiste nell'acquisizione semi-automatica dei caratteri morfoscopici e della composizione chimica superficiale di un elevato numero di particelle di cenere, mediante l'uso di un FE-SEM equipaggiato da un software consente di effettuare analisi d'immagine, mappature, misure dei parametri morfoscopici ed, inoltre, acquisizioni sequenziali di spettri EDX. Le analisi della composizione chimica della superficie delle ceneri forniscono delle informazioni preliminari sulla composizione dei prodotti dell'eruzione e sul grado di cristallinità e alterazione delle ceneri, implementando i dati ottenuti dall'analisi dei componenti. Il metodo è stato testato per l'eruzione del 2006 dell'Etna (Taddeucci et al., 2007) e della crisi eruttiva del 2007 a Stromboli (Lautze et al., sottom. a *Physics and Chemistry of the Earth*), mostrandone l'efficienza nella caratterizzazione e nella distinzione delle ceneri emesse da differenti stili eruttivi, che si verificano in questi tipi di vulcani basaltici.

Sebbene i meccanismi delle eruzioni esplosioni basaltiche vengano studiati attraverso l'analisi dei caratteri morfologici e petrografici delle ceneri e delle scorie, ancora ci sono molti dubbi riguardo allo studio delle cause che inducono alla transizione tra i diversi stili esplosivi. Nell'esplosività basaltica, infatti, i cambiamenti nello stile dell'attività sono comuni (Parfitt & Wilson, 1995; Taddeucci et al., 2004a) e le cause sono state ad oggi ancora poco studiate mediante l'approccio tessiturale delle piroclastiti a granulometria fine, ovvero le ceneri. La composizione chimica e le tessiture di cristallizzazione delle piroclastiti acide e intermedie hanno approfondito di recente la conoscenza sui processi che avvengono nel condotto durante le eruzioni pliniane (Gardner et al., 1998; Hammer et al., 1999; Polacci et al., 2001), ma ancora poco è noto per quanto riguarda l'attività basaltica esplosiva. Uno studio recente di Andronico et al. (2009) descrive l'attività esplosiva dell'Etna dell'evento del 2002-03, risalendo alle cause della transizione tra gli stili che si sono susseguiti durante

l'evento, attraverso analisi chimiche, morfologiche delle ceneri e dei loro componenti principali.

In questa tesi di dottorato vengono presi in esame i caratteri tessiturali, morfologici e chimici delle ceneri campionate dall'attività attuale ordinaria a Stromboli, e dei rapporti tra i componenti principali delle ceneri. Per questo studio è stato condotto un approccio micro-tessitoriale, lavorando a *step*: da osservazioni preliminari al microscopio binoculare, analisi modale su sezioni sottili e osservazioni dettaglio della superficie al SEM, con cui sono stati misurati i parametri morfoscopici delle ceneri e la loro composizione chimica superficiale. Questo lavoro di tesi rappresenta uno dei primi studi condotti sulle ceneri emesse durante l'attività ordinaria di Stromboli, utilizzando un approccio congiunto di tipo tessitoriale, morfologico e compositivo. Il lavoro ha fornito una conoscenza dettagliata del tipo di frammenti che vengono emessi durante l'attività esplosiva ordinaria a Stromboli, proponendo una nuova nomenclatura utilizzando termini generici, rispetto a quelli presenti in letteratura, e privi di un'interpretazione a priori sull'origine dei piroclasti.

# Capitolo 1

## Inquadramento geologico

---

### 1.1 Isole Eolie.

#### 1.1.1 Geologia e Geofisica

Il sistema magmatico eoliano rappresenta un arcipelago vulcanico che si trova a nord della Sicilia e si estende lungo il margine meridionale del Mar Tirreno e che risulta costituito da sette isole (Alicudi, Filicudi, Salina, Lipari, Vulcano, Panarea e Stromboli) e da otto seamounts (Glaucò, Sisifo, Enarete, Eolo, Lametini, Alcione, Palinuro e Marsili).

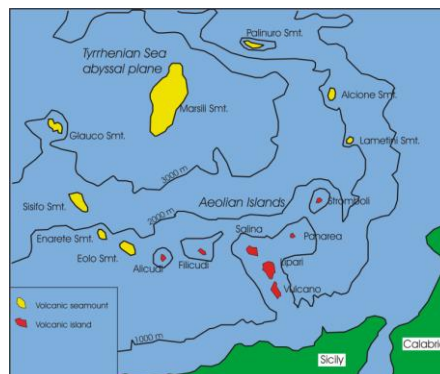


Fig. 1.1: Il Tirreno meridionale e l'arco eoliano (Beccaluva et al., 1985 modif.).

Nell'insieme le isole di Alicudi, Filicudi, Salina, Panarea e Stromboli e i seamounts disegnano una struttura anulare (Beccaluva et al., 1985) che circonda la piana batiale dove è situato il seamount Marsili.

Il vulcanismo eoliano è legato al complesso assetto geodinamico in cui si trova l'area mediterranea, a seguito dei fenomeni di collisione tra la placca africana e quella euroasiatica lungo un trend di convergenza N-S e NNO-SSE, negli ultimi 70 Ma (Dewey et al., 1973, 1989; Carminati et al., 1998). L'arcipelago eoliano si imposta su crosta continentale assottigliata, per quanto riguarda il settore meridionale ed orientale, con una profondità della Moho di 18-25 km (Pepe et al., 2004) e sulla crosta oceanica della piana batiale tirrenica, con una profondità della Moho di 10-15 km (Giese & Morelli, 1973; Finetti & Morelli, 1973; Beccaluva et al., 1985; Pepe et al., 2004), per quello settentrionale ed occidentale. La crosta superiore del margine dell'arco eoliano è costituita dalle unità cristalline erciniche calabridi e dalla catena meso-cenozoica siculo-magrebide (Amodio Morelli et al., 1976; Catalano et al., 1996). All'interno dell'arco e, rispettivamente, il margine nord-occidentale della Calabria e quello settentrionale della Sicilia, si trovano in subsidenza due bacini di età tortoniana : il bacino di Gioia e di Cefalù (Fabbri et al., 1981; Pepe et al., 2004).

Le isole di Salina, Lipari e Vulcano si dispongono ortogonalmente all'arco e si allineano lungo una direttrice NNO-SSE, corrispondente al lineamento tettonico regionale noto col nome di faglia Tindari-Letojanni (Ghisetti, 1982; Gasparini et al., 1982; 1985) un sistema di faglie trascorrenti oblique con movimento laterale destro.

I dati gravimetrici del Tirreno meridionale mostrano valori positivi elevati dell'anomalia di Bouger fino ad un massimo di 220-240 mgal in corrispondenza della piana batiale che circonda il seamount Marsili, per poi decrescere progressivamente verso l'esterno del bacino (Mongelli et al., 1975). Comparando i dati gravimetrici con il flusso di calore si è visto che esiste una correlazione tra le aree con elevati valori dell'anomalia di Bouger e

quelle con un alto flusso di calore. I valori più alti sono stati trovati in corrispondenza dell'arco eoliano e del seamount Marsili ( $200 \text{ mW/m}^2$ , da Cataldi et al., 1995; Della Vedova et al., 2001). Gli studi geologici e vulcanologici e sulla ricerca geotermica di Sommaruga (1984) Faraone et al. (1986), Barberi et al., (1994), De Astis et al. (1997), Crisci et al., (1991) hanno fornito informazioni sulla struttura della crosta superficiale delle isole dell'arcipelago. Per quanto riguarda il settore centrale, il basamento è disarticolato in strutture tipo horst e graben da strutture tettoniche distensive verso nord, di importanza litosferica. Il graben che si abbassa fino alle profondità di 3000-3600 m controlla il vulcanismo recente delle isole di Salina e Vulcano ed è bordato da una struttura tipo horst che si estende ad ovest di Salina e ad est verso Panarea.

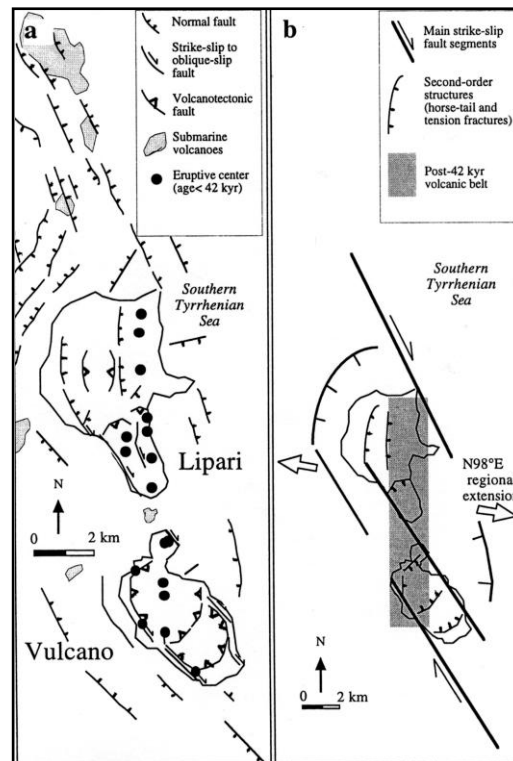
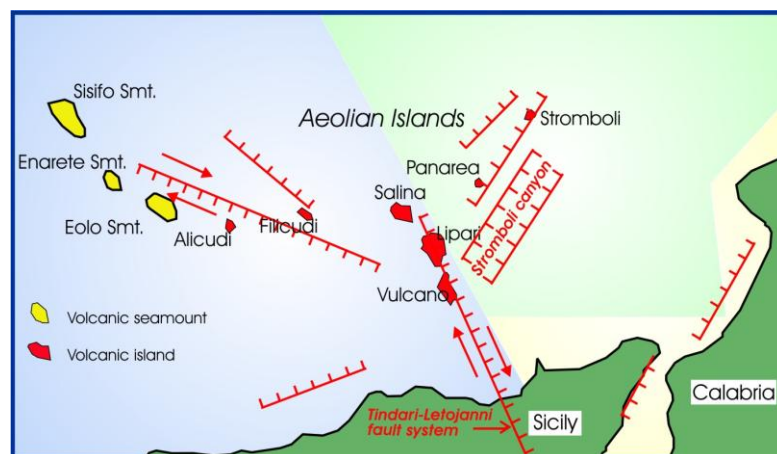


Fig. 1.2: a) mappa strutturale LVVC (Ventura et al., 1994); b) modello strutturale del bacino di pull-apart LVVC (Mazzuoli et al., 1995; Tortorici et al., 1995).

La geometria del graben è controllata dal sistema di faglie trascorrenti con orientazione NNO-SSE (Tindari-Letojanni) che, sotto le isole di Lipari e Vulcano, originano una struttura tipo bacino di *pull-apart*, delimitata da un sistema di faglie ad orientazione N-S e NE-SO (Barberi et al., 1994; Ventura et al., 1999), che influenza il vulcanismo delle isole di Lipari e Vulcano (complesso LVVC) (Barberi et al., 1994; Mazzuoli et al., 1995; Lanzafame & Bousquet, 1997; Ventura et al., 1999).

Nel settore occidentale dell'arcipelago mancano gli indicatori cinematici sui piani di faglia affioranti, ma a Filicudi l'andamento delle faglie è prevalentemente ONO-ESE ("Sisifo-Alicudi") con movimento trascorrente, con dei sistemi di faglie distensive associate ad andamento NE-SO (Manetti et al., 1995; Ventura, 1995). Il settore orientale dell'arcipelago eoliano il sistema di faglie prevalente che lo interessa, hanno andamento NE-SO (Rosi et al., 1980; Lanzafame & Rossi, 1986; Gabbianelli et al., 1990, 1993; Pasquarè et al., 1992), con associate faglie ad andamento N-S, E-O e NO-SE (Falsaperla et al., 1999), che hanno la stessa direzione di allineamento dei centri eruttivi, dei dicchi e degli elementi morfotettonici (De Astis et al., 2003).



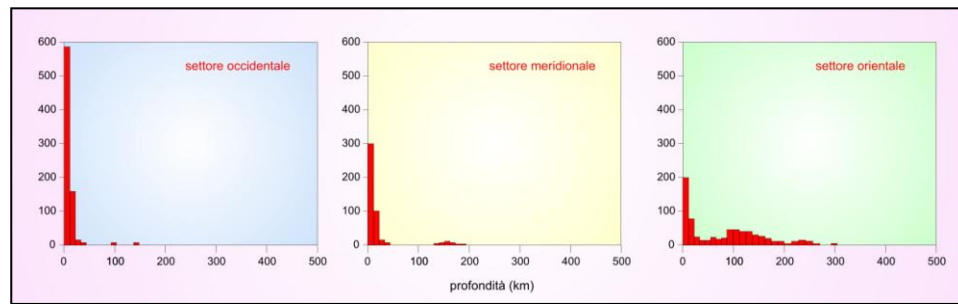


Fig. 1.3: Assetto strutturale dell'arco eoliano (sopra) e profondità dei terremoti tra il 1981 e il 1986 (sotto) (De Astis et al., 2003).

Informazioni più dettagliate sulla struttura crostale dell'arcipelago eoliano provengono dai dati sismologici, sulla distribuzione spazio-temporale dei terremoti. De Astis et al. (2003) suddividono l'arcipelago in tre settori, distinti sulla base dei caratteri sismologici, ovvero: un settore occidentale, che comprende anche quello centrale, uno meridionale ed uno orientale. Nel settore occidentale-centrale gli eventi sismici avvengono nei primi 20 km della crosta superiore, vicino al livello di transizione tra la crosta e il mantello con magnitudini elevate ( $M > 5.0$ ) (Neri et al., 1996; Falsaperla & Spampinato, 1999) e si distribuiscono i due trend principali: ONO-ESE (Sisifo-Alicudi) e NNO-SSE (Tindari-Letojanni) (Neri et al., 1996; De Luca et al., 1997; Aloisi et al., 1999), con un meccanismo focale che indica un movimento obliquo e inverso lungo il trend ONO-ESE e *strike-slip* lungo quello NNO-SSE (Gasparini et al., 1985; Neri et al., 1996; Goes et al., 2004). In corrispondenza del settore meridionale invece, nel quale vengono inclusi anche lo stretto di Messina, la Sicilia orientale e la Calabria, i terremoti si originano a profondità crostali. Le soluzioni del piano di faglia del terremoto più grande ( $M=7.1$ ) del 1908 a Messina e quello del terremoto del 1980 in Calabria ( $M=4.3$ ), indicano movimenti normali lungo un trend NO-SE. Il settore orientale che include le isole di Stromboli e Panarea e i seamounts orientali ed è delimitato a sud e ad est dall'Arco Calabro e ad ovest dal sistema di faglie Tindari-Letojanni, è caratterizzato da un minor numero di

eventi sismici crostali (<30 km) (Falsaperla et al., 1999; Falsaperla & Spampinato, 1999) e da un maggior numero di eventi profondi. Questo tipo di eventi sismici caratterizza il settore orientale dell'arcipelago e i pochi terremoti superficiali che si verificano, si concentrano lungo un sistema di faglie ad andamento NE-SO.

L'origine ipocentrale dei terremoti profondi individua la presenza di uno slab sub-verticale (inclinazione=70-80°) che si estende dall'Arco Calabro fino al bacino di Marsili, dove, ad una profondità superiore di 450 km, diventa orizzontale (Gasparini et al., 1982; 1985; Finetti & Del Ben, 1986; Anderson & Jackson, 1987; Milano et al., 1994). Le soluzioni del piano di faglia individuano qui, alla profondità di 250-350 km, una variazione dello stato di stress da quello compressivo generale. Il numero limitato di terremoti superficiali in questo settore dell'arco eoliano ed inoltre la presenza di una "low velocity zone" nel mantello superiore (Di Stefano et al., 1999) e di un alto flusso di calore (>100 mW/m<sup>2</sup>, da Wang et al., 1989; Pasquale et al., 1999), suggeriscono una risalita delle isoterme al di sotto del settore orientale dell'arco.

### **1.1.2 Evoluzione geodinamica dell'arco eoliano**

Il vulcanismo eoliano ha avuto un'evoluzione spazio-temporale complessa. Nel tempo l'attività vulcanica è migrata da ovest verso est e da nord verso sud, cioè dall'isola di Filicudi a quella di Stromboli e da Salina a Vulcano. La letteratura infatti riporta che l'attività vulcanica ha avuto inizio tra 1.3 Ma e 30-40 ka nel settore occidentale dell'arcipelago (Beccaluva et al., 1982; 1985) e circa 0.4 e 0.8 Ma rispettivamente nel settore centrale (Beccaluva et al., 1985) e in quello orientale. Attualmente l'attività è concentrata nel settore settentrionale, nei seamounts Marsili, Alcione e Palinuro, e nelle isole di Stromboli, Panarea, Lipari e Vulcano. Le rocce della parte sommersa dell'arcipelago eoliano hanno un età variabile tra 1.3 e 0.2 Ma, come è



risultato dal rapporto K/Ar dei basalti calcocalini del seamount Sisifo (Beccaluva et al., 1982; 1985). I basalti dei seamounts di Eolo ed Enarete del settore occidentale dell'arcipelago invece hanno un'età tra  $0.8 \pm 0.04$  e  $0.78 \pm 0.03$  Ma (Beccaluva et al., 1985). I dati geocronologici a disposizione indicano che le rocce più antiche affioranti dell'arcipelago hanno un'età relativamente recente. Il rapporto  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  per le rocce di Filicudi suggerisce un'età di  $1.02 \pm 0.10$  Ma (Santo et al., 1995), sebbene dati più recenti riportano che l'origine del vulcanismo su Filicudi è avvenuta intorno a  $219 \pm 5$  ka fa (K/Ar: De Rosa et al., 2003). I dati geocronologici (K/Ar) invece per le rocce del settore centro-meridionale dell'arcipelago indicano che lungo la il trend su cui si allineano le isole di Salina, Lipari e Vulcano, il vulcanismo ha origine da un'età di  $430 \pm 75.0$  ka su Salina (Gillot, 1987) e di 233 ka a Lipari (Crisci et al., 1991) e di  $110 \pm 2.6$  ka a Vulcano (Frazzetta et al., 1985). Nel settore centrale invece il vulcanismo ha un'età di circa 140 ka fa a Panarea (Gabbianelli et al., 1990; Calanchi et al., 1999) e di  $204 \pm 25$  ka a Stromboli (Gillot & Keller, 1993).

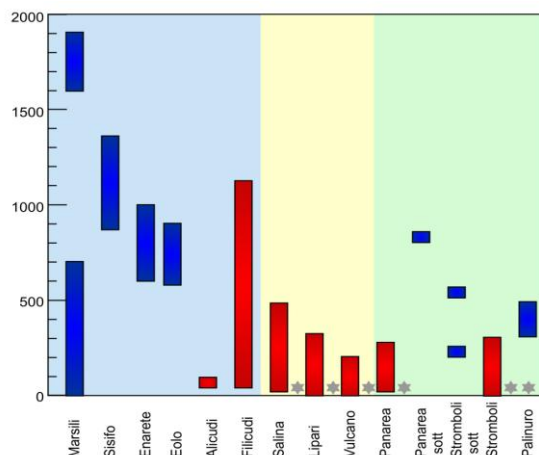


Fig. 1.4: Età del vulcanismo alle isole Eolie (De Astis et al., 2003, modif.).

Il vulcanismo eoliano è associato, secondo la letteratura, alla subduzione della litosfera ionica al di sotto dell'Arco Calabro (Barberi et al., 1974;

Beccaluva et al., 1982; Ellam et al., 1988; Ferrari & Manetti, 1993). A testimonianza di ciò sarebbe la presenza di terremoti profondi nel Mar Tirreno, collegati alla presenza di una superficie di Benioff immergente verso NO (Gasparini et al., 1982; 1985) e il magmatismo prevalentemente di tipo calcalciano dell'arco (Alicudi, Filicudi e Salina). Tuttavia la presenza di prodotti riconducibili a serie magmatiche diverse, quali quella alcalinopotassica (KS) del settore centrale ed orientale dell'arcipelago; l'assenza di terremoti lungo la parte superficiale della presunta superficie di Benioff; la struttura anulare anziché ad arco (Gillot, 1987), sono una serie di osservazioni che smentiscono un tale modello di arco vulcanico. A produrre il vulcanismo eoliano, secondo questa nuova teoria, è il rifting tirrenico in corrispondenza del quale la risalita astenosferica provoca l'anomalia termica positiva che porta alla fusione delle parti più superficiali del mantello e di quelle inferiori della crosta (Wang et al., 1989; Crisci et al., 1991).

L'affinità geochimica delle rocce dell'Arcipelago e la sismicità profonda presente nel mar Tirreno meridionale ha indotto molti autori ad interpretare l'arcipelago eoliano come un arco vulcanico, la cui origine viene associata alla subduzione del dominio ionico sotto l'Arco Calabro (Barberi et al., 1973; Beccaluva et al., 1985; Ferrari & Manetti, 1993). Altri autori tuttavia suggeriscono che il processo di subduzione sia cessato circa 1 Ma fa, quando fenomeni di sollevamento e di tettonica estensionale hanno interessato l'Arco Calabro (Westway, 1993; Milano et al., 1994; Carminati et al., 1998). Secondo questa interpretazione il vulcanismo eoliano può essere associato ad un fenomeno estensionale/post-collisionale legato al distacco dello slab sotto l'Arco Calabro e alla propagazione verso S-E del rifting tirrenico (Wang et al., 1989; Crisci et al., 1991; Esperanca et al., 1992; De Astis et al., 2003). Secondo il lavoro di De Rosa et al. (2004) il vulcanismo eoliano si è sviluppato attraverso due stadi di attività: uno più antico, in cui sono stati emessi basalti calcalciani e calcalciani alti in potassio ed uno più recente, iniziato circa 40 ka fa, in cui sono state emesse lave shoshonitiche e lave

sottosature a leucite, contemporaneamente a magmi riolitici e trachitici. Rioliti sono state emesse a Panarea, Vulcano, Salina e Lipari, contemporaneamente a basalti ricchi in potassio, andesiti, daciti e a shoshoniti, con frequenti fenomeni di mescolamento (De Rosa & Sheridan, 1983; Calanchi et al., 1993; De Rosa et al., 2003). I magmi delle isole dell'arcipelago hanno una composizione geochimica, in termini di elementi in traccia incompatibili e di isotopi, molto diversa, in particolare: i magmi emessi sulle isole del settore occidentale dell'arcipelago (Alicudi, Filicudi, Salina, Lipari e Vulcano) hanno una composizione geochimica tipica di arco magmatico dove gli isotopi dello Sr sono presenti sotto forma del nuclide non radiogenico (Esperanca et al., 1992; Francalanci et al., 1993; De Astis et al., 2000, 2003), mentre quelli delle isole del settore orientale (Panarea e Stromboli) hanno più Sr radiogenico e un'abbondanza di elementi in tracce intermedia tra quella tipica del magmatismo di arco e di quello intraplacca. L'interazione tra il magma e la crosta sarebbe un significativo processo di evoluzione per i magmi dell'arcipelago eoliano. Tuttavia dati geochimici e petrologici ottenuti su magmi mafici e sul basamento cristallino indicano che le principali differenze tra i magmi primari sono legate ad una sorgente mantellica eterogenea (De Astis et al., 2000). Una tale eterogeneità potrebbe essere legata all'interazione tra diversi serbatoi mantellici, sia di tipo MORB sia OIB, e sedimenti e fluidi derivati da uno slab in subduzione (Francalanci et al., 1993; De Astis et al., 2000, 2003; Calanchi et al., 2002). Secondo De Astis (2003) la rapida transizione da prodotti calcalkalini (CA) a calcalkalini alti in potassio (HKCA), fino a shoshonitici (SHO) e shoshonitici alti in potassio (KS) sarebbe legata ad una transizione da un vulcanismo tipo collisionale (CA) ad uno post-collisionale o di rifting (SHO-KS). Secondo altri Autori il vulcanismo eoliano viene associato a processi di estensione post-collisionale in una zona di arco collisionale (De Rosa et al., 2004).

### 1.1.3 Petrologia e geochimica dei prodotti delle isole Eolie

Le rocce vulcaniche delle isole mostrano una notevole varietà composizionale. Esse appartengono a 4 serie magmatiche: calcalcalina (CA), calcalcalina alta in  $K_2O$  (HKCA), shoshonitica (SHO) e alcalino-potassica (KS) (Barberi et al., 1974; Keller et al., 1980; Gabbianelli et al., 1986; Ellam et al., 1989; Francalanci et al., 1989; Crisci et al., 1991; Peccerillo et al., 1993). I magmi CA affiorano ad Alicudi, Filicudi, Panarea, Salina, Lipari e Stromboli; quelli calcalini alti in potssio (HKCA) affiorano ad Alicudi, Filicudi, Lipari, Vulcano e Stromboli; le serie shoshonitiche (SHO) invece affiorano a Lipari, Vulcano e Stromboli; mentre quelle alcalino-potassiche a leucite (KS) affiorano solo a Vulcano e a Stromboli (Barberi et al., 1974; Keller et al., 1980; Beccaluva et al., 1982, 1985; Ellam et al., 1989. Francalanci et al., 1989; Crisci et al., 1991; Peccerillo et al., 1993; De Astis et al., 1997, 2003). Nel settore orientale dell'arcipelago, sono presenti rocce ad affinità tholeitica di arco insulare, come ad esempio quelle dei seamounts (Beccaluva et al., 1982).

Durante le fasi eruttive più antiche i prodotti emessi variano da basalti calcalcalini a calcalcalini alti in  $K_2O$ , mentre in quelle più recenti, a partire da 55 ka fa circa, le composizioni dei magmi variano da shoshonitiche ad alcalino-potassiche (Beccaluva et al., 1985). E' presente quindi una forte variazione del contenuto in potassio ed, inoltre, una variazione del contenuto in silice nei magmi emessi sulle isole nel tempo. Le rocce più evolute compaiono nelle fasi recenti del vulcanismo (meno di 55 ka) (Crisci et al., 1991) insieme all'aumento del contenuto in potassio dei magmi. Sono presenti rioliti a Lipari, Panarea, Vulcano e Salina, la cui genesi si attribuisce a fenomeni di cristallizzazione frazionata da magmi intermedi e ad anatessi crostale (Crisci et al, 1991; Calanchi et al., 1993; De Astis et al., 1997; Calanchi et al., 2002).

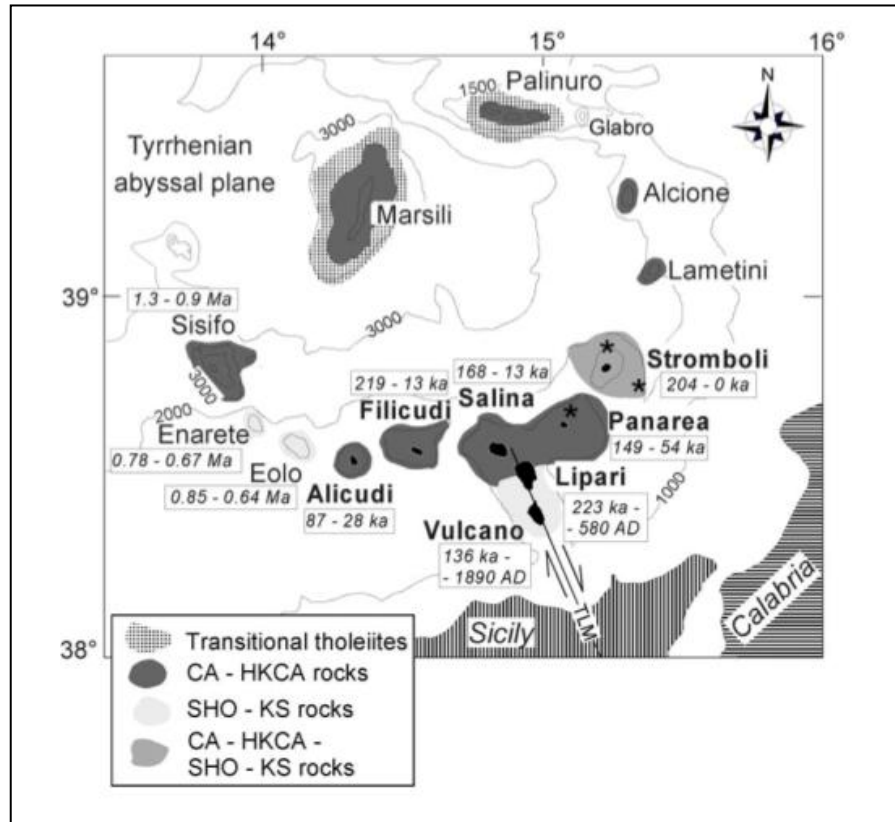


Fig. 1.5: Serie magmatiche dei prodotti dell'arco eoliano e loro distribuzione (Francalanci et al., 2008).

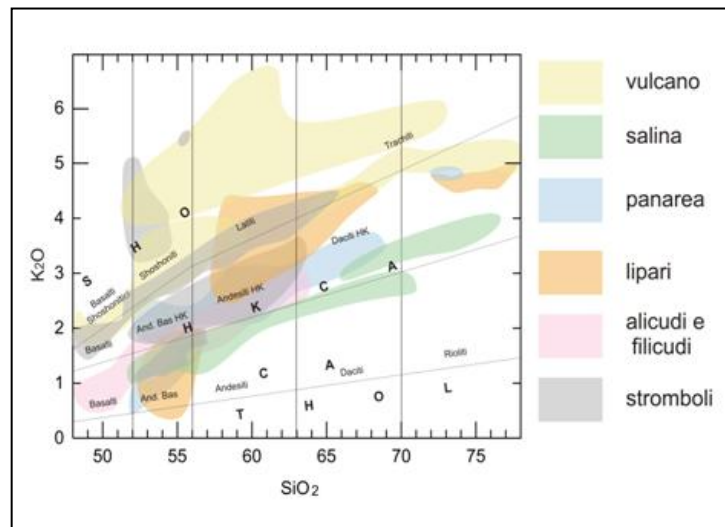


Fig. 1.6: Serie magmatiche dei prodotti delle isole Eolie (Francalanci et al., 2008).

## 1.2 Isola di Stromboli

L'isola di Stromboli, che ha una morfologia tipica di uno strato-vulcano, è situata nella porzione settentrionale dell'arcipelago. La sua base giace su crosta continentale spessa circa 18 km (Morelli et al., 1975) e risale da una profondità di 2000 m elevandosi fino a 924 m s.l.m. Le rocce subaeree più antiche affioranti sull'isola hanno un'età di circa  $204 \pm 25$  ka (Gillot & Keller, 1993) e si trovano sul cono di Strombolicchio, un cratere eccentrico localizzato a 1.7 km a NE di Stromboli e appartenente allo stesso edificio sottomarino. In accordo alla classificazione di Peccerillo & Taylor (1976) le rocce di Stromboli appartengono a tre serie magmatiche: quella calcalcalina (CA), quella calcalcalina alta in potassio (HKCA) e quella shoshonitica (SHO). All'interno di quest'ultima si distinguono delle rocce che, per l'elevato contenuto in potassio e la presenza di leucite in pasta di fondo, possono essere raggruppate in un quarto gruppo, ovvero quello della serie potassica (KS) (Francalanci et al., 1993). Le rocce appartenenti alla serie SHO mostrano le più ampie variazioni del contenuto in silice (da basalti shoshonitici a latiti fino a trachiti), mentre quelle appartenenti alle serie CA e KS, hanno variazioni più ridotte, rispettivamente del 54-56.7% e del 51-55%  $\text{SiO}_2$  in peso. Le rocce di serie HKCA sono rappresentate da andesiti basaltiche HK, andesiti HK e pochi basalti (Francalanci et al., 1993).

I primi prodotti emessi a Stromboli sono delle vulcaniti di serie calcalcalina alta in potassio (HKCA), queste poi seguono prodotti di natura calcalcalina (CA), shoshonitica (SHO), di nuovo calcalcalini alti in potassio (HKCA) ed infine alcalino potassici (KS). Durante l'attività recente i prodotti emessi sono rappresentati da lave di serie HKCA e piroclastiti basaltiche ad affinità shoshonitica.

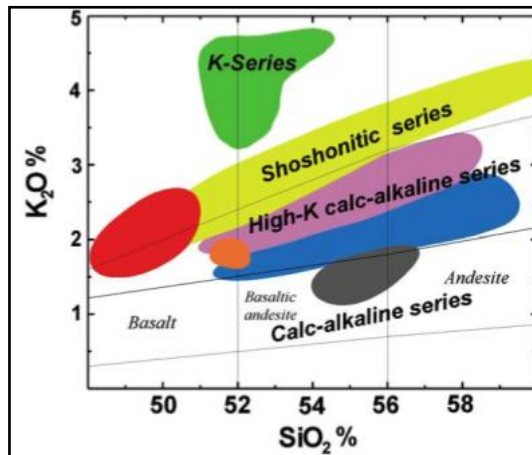


Fig. 1.7: Serie magmatiche dei prodotti di Stromboli (Francalanci, 2008).

La maggior parte dei prodotti emessi sull'isola sono lave, con una minore quantità di piroclastici, messe in posto prevalentemente durante le prime fasi di attività. Nel passaggio da una serie all'altra, si osserva nei magmi un progressivo incremento del contenuto in elementi in tracce incompatibili e di potassio e una concomitante decrescita di quelli compatibili e di elementi quali  $MgO$  e  $CaO$ . I rapporti isotopici dello Sr mostrano un range di variazione relativamente basso (0.70507-0.70757) e crescono andando dalla serie calcalkalina a quella potassica, mentre i rapporti isotopici del Nd decrescono (0.51245-0.51261). Studi effettuati sugli elementi maggiori e in tracce e sui rapporti isotopici dello Sr, dimostrano che i magmi delle serie HKCA e SHO si sono evoluti per mezzo di processi di frazionamento solido/liquido a partire da magmi parentali diversi (Francalanci et al., 1989, 1993), mentre per i magmi ad affinità KS viene invocata un'evoluzione prevalentemente ad opera di processi di assimilazione crostale. Sulla base di modelli geochimici gli stessi autori mostrano come i magmi delle diverse serie possono essersi generati dalla fusione di un mantello superficiale, variabilmente arricchito in elementi incompatibili e in Sr radiogenico, a seguito dell'aggiunta di materiali crostali durante il processo di subduzione.

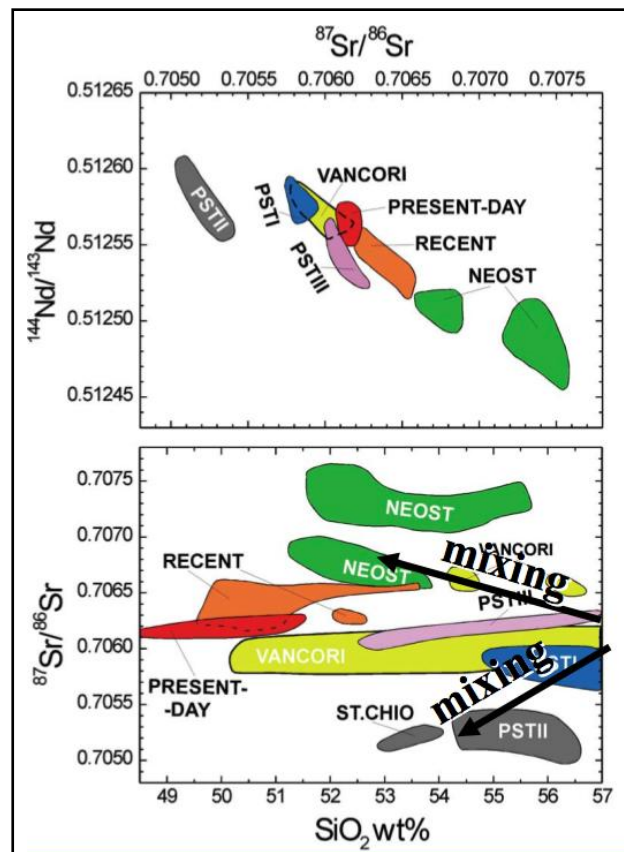


Fig. 1.8: Rapporti isotopici di Nd e Sr dei magmi di Stromboli (Francalanci, 2008).

Le rocce emesse sull'isola di Stromboli hanno tutte una tessitura porfirica olocristallina con un indice di porfiricità variabile dal 25% al 45% (Francalanci et al., 1989). La fase più abbondante è rappresentata dal plagioclasio e dal clinopirosseno (di composizione salitica, augitica e raramente diopsidica), seguiti poi dall'olivina, abbondante nei termini basici di tutte le serie e dall'ortopirosseno che è presente invece solo nei termini intermedi ed evoluti delle serie CA e HKCA. La biotite si ritrova solo nelle andesiti di serie HKCA e nelle latiti, mentre la leucite è presente nelle rocce ad affinità KS. Tra i minerali opachi prevale la Ti-magnetite, abbondante come fenocristallo nei termini più evoluti ma assente nelle vulcaniti basiche di serie SHO e KS. L'ilmenite si ritrova nelle rocce ad affinità CA.



In generale le rocce dell'isola mostrano un arricchimento del contenuto in  $K_2O$  col tempo (Francalanci et al., 1993). La costruzione della parte subaerea dell'isola è avvenuta durante gli ultimi 100 ka essenzialmente ad opera di eruzioni effusive e in parte esplosive. Sull'isola si distinguono sei periodi di attività, dal più antico: Paleostromboli I, II, III, Vancori, Neostromboli e Periodo Recente (Francalanci et al., 1993; Hornig-Kjarsgaard et al., 1993; Pasquarè et al., 1993), riconosciuti sulla base di discontinuità stratigrafiche, durante i quali si sono susseguiti periodi di costruzione dell'edificio vulcanico e collassi di varia natura. In particolare dopo il periodo Vancori la parte nord-ovest del cono è stata interessata da quattro episodi di collasso che hanno portato progressivamente alla formazione della scarpata della Sciara del Fuoco e della superficie terrazzata dove attualmente si concentra l'attività eruttiva. Durante i periodi Paleostromboli I e III sono state emesse piroclastiti e lave di composizione prevalentemente calcicalina alta in  $K_2O$  (andesiti HK e andesiti-basaltiche HK). Le rocce di Paleostromboli II e le lave di Strombolicchio appartengono alla serie calcicalina. Il periodo Vancori è stato invece caratterizzato principalmente da un'attività effusiva, con emissione di lave a composizione shoshonitica. Il periodo Neostromboli è costituito da lave di composizione alcalino-potassica che ricoprono la parte nord-ovest dell'isola, ad eccezione della Sciara del Fuoco. Di composizione basaltico-shoshonitica sono invece le rocce del periodo Recente (<5 ka) che costituiscono il cono del Pizzo Sopra la Fossa, con le lave basaltiche alte in  $K_2O$  di S. Bartolo, e i prodotti dell'attività attuale. I prodotti emessi durante la fase Vancori appartengono alla serie SHO e mostrano un progressivo incremento del contenuto in silice col tempo; tutti gli altri prodotti dei periodi successivi a questo hanno contenuti in silice ridotti (<53%) e vanno dalla serie SHO, alla KS, fino alla HKCA. I prodotti emessi durante l'attività eruttiva attuale hanno affinità shoshonitica.

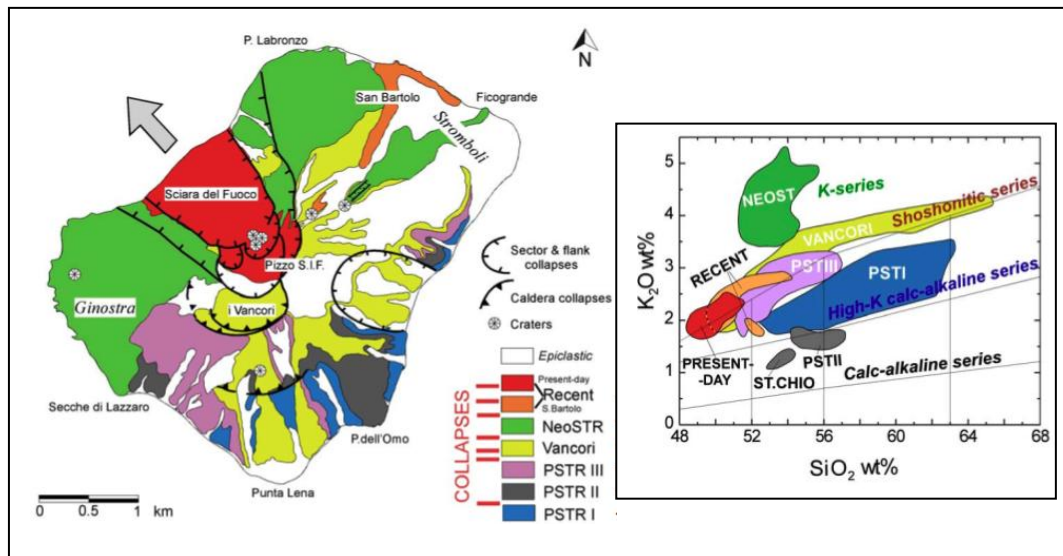


Fig. 1.9: Serie magmatiche dei prodotti di Stromboli (a destra) (Francalanci, 2008) e loro distribuzione sull'isola (a sinistra) (Keller et al., 1993, modif.).

I centri di emissione attivi, attualmente, sono raggruppati in tre aree e sono localizzati sulla terrazza craterica sommitale presso il M.te Pizzo Sopra La Fossa, a circa 750 m s.l.m., il Cratere Nord e il Cratere Sud.

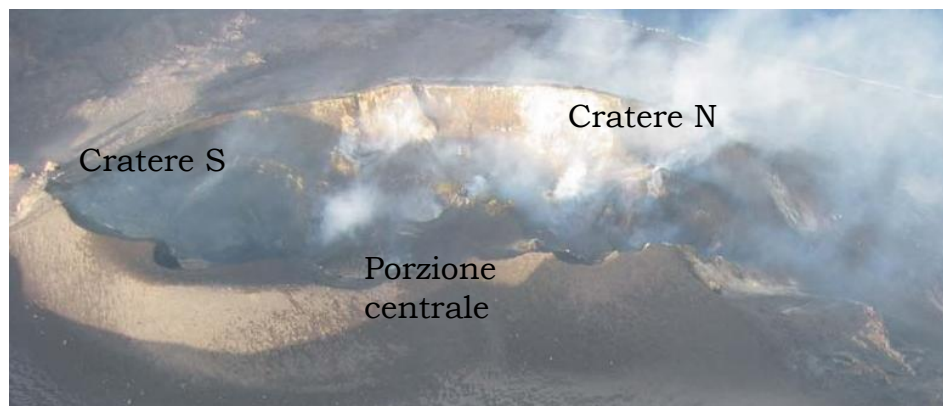


Fig.1.10: Veduta aerea dal Pizzo Sopra la Fossa dei crateri sommitali di Stromboli (Andronico et al., 2006, mod.).

Tra i due crateri è presente una zona intermedia, la *porzione centrale*, dove

l'attività esplosiva costruisce spesso degli hornitos (Andronico et al., 2006). A Settembre 1971 i crateri attivi erano sette (Chouet et al., 1974), mentre nell'Aprile 1975 erano sei (Blakburn et al., 1976) e cinque nel Giugno 1986 (Ntepe & Dorel, 1990). Studi geochimici e isotopici condotti sui prodotti recenti dell'attività di Stromboli mostrano che il sistema di alimentazione a Stromboli è polibarico. In esso sono stati riconosciuti almeno tre *reservoirs*, (Francalanci et al., 2005): uno a 300 m, sulla base dei segnali sismici associati all'attività stromboliana (Chouet et al., 1999, 2003; Marchetti & Ripepe, 2005); uno a 3.5 Km e un altro più profondo a 10-11 km, sulla base di studi effettuati sulle melt-inclusions (Bertagnini et al., 2003; Vaggelli et al., 2003).

# Capitolo 2

## Esplosività basaltica

---

### **2.1 Attività esplosiva basaltica**

Dei vulcani presenti sulla Terra, quelli basaltici rappresentano più dell'80%. In generale le eruzioni basaltiche sono meno violente di quelle che coinvolgono magmi sialici; di conseguenza un importante vantaggio nello studio dei vulcani basaltici è che le eruzioni possono essere, generalmente, direttamente osservate e monitorate. Negli ultimi 30 anni sono state ampliate notevolmente le conoscenze sui meccanismi delle eruzioni esplosive basaltiche di bassa esplosività, attraverso dati di campagna (Heiken, 1972, 1978; Walker, 1973; McGetchin et al., 1974; Self et al., 1974; Self, 1976; Williams, 1983; Walker et al., 1984; Houghton & Schmincke, 1989; Carracedo et al., 1992; Thordarson & Self, 1993; Parfitt, 1998) e di monitoraggio (Richter et al., 1970; Chouet et al., 1974; Blackburn et al., 1976; Swanson et al., 1979; Wolfe et al., 1987, 1988; Neuberg et al., 1994; Vergnolle & Brandeis, 1994, 1996; Ripepe, 1996; Vergnolle et al., 1996; Hort & Seyfried, 1998; Chouet et al., 1999), studi di laboratorio (Jaupart & Vergnolle, 1988; Mangan et al., 1993; Mangan & Cashman, 1996; Zimanowski et al., 1997; Seyfried & Freundt, 2000) ed

elaborazione di modelli teorici (Sparks, 1978; Wilson, 1980; Wilson & Head, 1981; Stothers et al., 1986; Vergnolle & Jaupart, 1986; Head & Wilson, 1987; Jaupart & Vergnolle, 1988; Woods, 1993; Parfitt & Wilson, 1995, 1999). Sebbene esistano alcuni esempi di attività basaltica subpliniana e pliniana (Houghton et al., 2008), le eruzioni esplosive basaltiche di origine magmatica generalmente si manifestano come eruzioni hawaiane o stromboliane o con stili eruttivi aventi caratteri intermedi tra i due end-members. Con il termine di “eruzioni hawaiane” si denotano eruzioni “continue”, alla scala dei minuti/ore, e che generano fontane di lava. Questo stile di attività è caratteristico dei vulcani della catena Hawaii, ma ne esistono diversi esempi in altri vulcani basaltici, quali l'Etna (Sicilia, Italia), l'Hekla e l'Eldfell (Islanda), ed altri ancora. Durante un'eruzione hawaiana le fontane di lava emettono brandelli di lava di dimensioni da millimetriche fino a metriche, a velocità di circa  $100 \text{ m s}^{-1}$ , la maggior parte dei quali, a causa della veloce ricaduta al suolo e della loro incandescenza si accumulano e tendono a coalescere generando flussi lavici capaci di fluire anche alcune decine di km. I brandelli di magma che invece rimangono in aria più a lungo si raffreddano e si accumulano intorno al centro eruttivo formando dei coni di scorie saldate (“spatter cone”) o sciolte (“scoria cone”). Le eruzioni stromboliane prendono il nome dalle caratteristiche esplosioni frequenti, di piccola scala che avvengono a Stromboli (isole Eolie). L'uso comune del termine denota esplosioni lievi che avvengono per l'accumulo dei gas al di sotto del tetto della colonna di magma. Le esplosioni a Stromboli durano in media circa 10 minuti. A differenza di quanto accade nelle eruzioni hawaiane, il materiale eruttato è più freddo, ancor prima di essere eruttato. Pertanto i brandelli di magma, che raggiungono altezze generalmente inferiori di 100 m, quando ricadono sul terreno non tendono a coalescere e si accumulano formando coni di scorie. Parfitt (2004) spiega i due contrastanti modelli, correntemente in uso, per descrivere le dinamiche delle eruzioni esplosive basaltiche: il “*rise speed dependent model*” (RSD) (Wilson, 1980; Wilson & Head, 1981; Head & Wilson, 1987; Fagents & Wilson, 1993; Parfitt & Wilson, 1994, 1999; Parfitt et al., 1995) e il “*collapsing foam model*” (CF) (Vergnolle & Jaupart,

1986, 1990; Jaupart & Vergnolle, 1988, 1989; Vergnolle, 1996). Il primo modello è stato elaborato da Wilson (1980) e Wilson & Head (1981). Alla base di questo vi è l'idea che le attività stromboliane ed hawaiane rappresentano gli end-members di un continuo dell'attività basaltica esplosiva e che lo stile dell'attività dipende dalla velocità di risalita del magma (Parfitt, 2004). Il modello parte dall'assunzione di un flusso omogeneo unico, in cui coesistono due fasi: il magma e i gas. Durante la risalita, la crescita e la continua formazione di bolle può portare alla frammentazione, per una crescita tale da occupare un volume del 60-95%, e la mistura di gas e magma accelera a causa della decompressione e dell'espansione dei gas. Dopo la frammentazione l'accelerazione diventa ancora più pronunciata e in superficie l'eruzione si manifesta sotto forma di jet di gas e brandelli di magma che raggiungono velocità di circa  $100 \text{ m s}^{-1}$  (Parfitt, 2004), ovvero di fontane di lava, tipiche delle eruzioni hawaiane. Se la velocità di risalita del magma è relativamente bassa le bolle non riescono a risalire insieme al magma come un corpo unico e si separano da questo. Esse avranno delle dimensioni differenti a seconda del momento in cui si sono formate e, di conseguenza, anche una velocità di risalita diversa. Pertanto possono verificarsi fenomeni di coalescenza tra le bolle che, in casi estremi, portano alla formazione di un'unica grande bolla singola che risale in superficie.

Le eruzioni stromboliane risultano, secondo l' *RSD model*, dai processi di segregazione e di coalescenza tra le bolle (Parfitt, 2004). Nei sistemi a condotto aperto, in cui il magma risale lentamente oppure staziona, il tetto della colonna di magma si raffredda formando un carapace, più o meno spesso, a seconda dei tempi di arrivo delle bolle che risalgono verso la superficie. Se questo è breve, le bolle sollevano il carapace e scoppiano in superficie, se è grande, invece, il carapace raffredda di più e si ispessisce maggiormente, e per raggiungere la sovrappressione necessaria a romperlo è necessario che arrivi un maggior numero di bolle. Esplosioni ravvicinate nel tempo suggeriscono uno spessore del carapace limitato. Cicli ripetuti di raffreddamento del top della colonna di magma e di accumulo delle bolle caratterizzano lo stile delle eruzioni stromboliane (Parfitt, 2004).

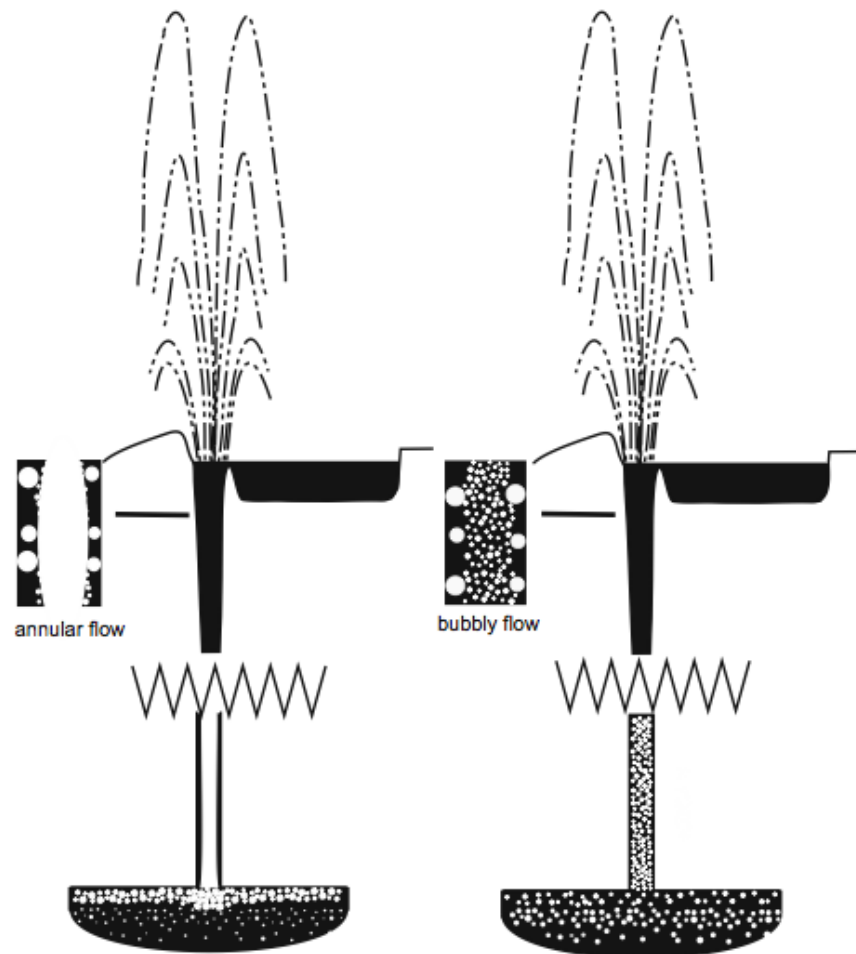


Fig. 2.1: Modelli per le eruzioni hawaiane. A sinistra il “*CF model*” di Vergnolle & Jaupart e a destra l’ “*RSD model*” di Parfitt & Wilson (da Houghton & Gonnermann, 2008).

Nel *CF model* si assume che il magma stazioni all’interno di un’area di stoccaggio, sia essa una camera magmatica o un sistema di dicchi, ad una profondità tale in cui le bolle essolvono dal magma e risalgono accumulandosi nella parte sommitale della colonna. Quando il livello di bolle raggiunge uno spessore critico diventa instabile e crolla e la coalescenza delle bolle porta alla formazione di una grande sacca di gas che risale verso la superficie e viene eruttata. Secondo il *CF model* le eruzioni stromboliane hanno origine dal collasso parziale del livello di bolle formatosi, mentre quelle hawaiane da quello completo. Il collasso dipende dalla viscosità del magma, infatti maggiore è la viscosità e più il collasso delle bolle tende ad essere parziale, se invece è bassa il collasso tende ad essere completo e la sacca di gas risale come un corpo unico verso la

superficie del condotto. Durante il collasso parziale si formano più sacche di gas di piccole dimensioni che periodicamente risalgono.

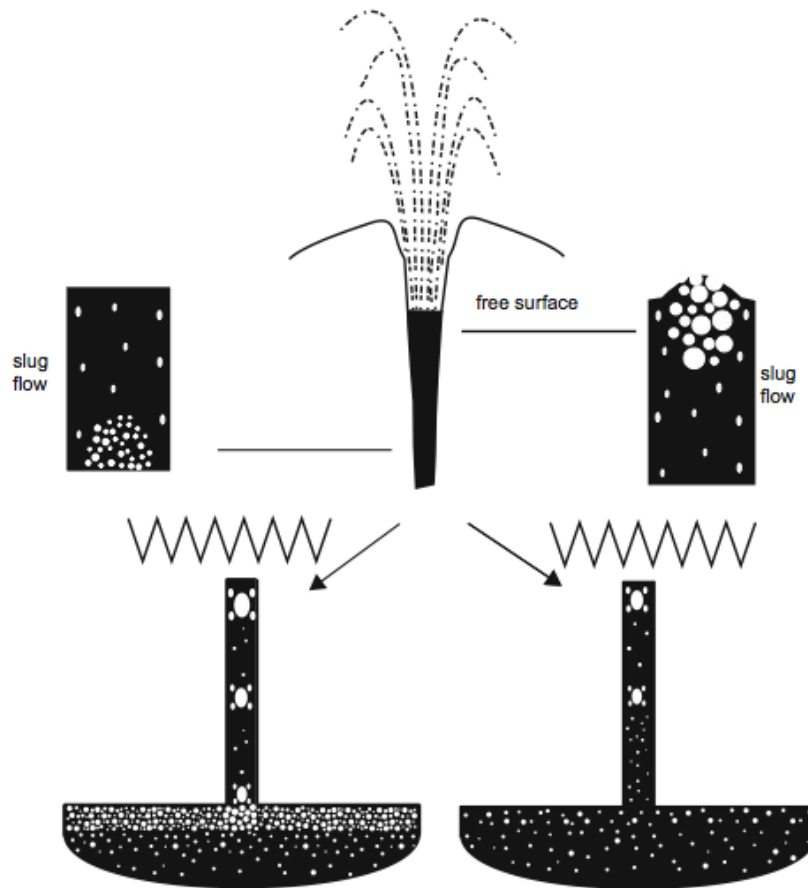


Fig. 2.2: Modelli per le eruzioni stromboliane. A sinistra il “*CF model*” di Vergnolle & Jaupart e a destra l’ “*RSD model*” di Parfitt & Wilson (da Houghton & Gonnermann, 2008).

La differenza tra i due modelli riguarda essenzialmente la zona di accumulo dei gas: mentre nel *RSD* la segregazione dei gas è progressiva, nel *CF model* le bolle tendono ad accumularsi ad una particolare profondità formando un livello che poi collassa parzialmente e viaggia nel condotto fino a rimanere intrappolato al di sotto del carapace prima di frammentare. L’*RSD* è un modello che può essere applicato a qualsiasi condotto aperto, mentre il *CF* si può applicare solo nella condizione in cui la profondità di stoccaggio del magma sia quella a cui una o più di una fase gassosa può essolvere.



Le esplosioni stromboliane risultano dalla rottura del carapace al tetto della colonna di magma, a seguito della sovrappressione indotta dalle sacche di gas (Chouet et al. 1974; Blackburn et al. 1976; Jaupart & Vergnolle 1988; Ripepe et al. 1993; Vergnolle & Brandeis 1994, 1996; Houghton 2008).

Come accennato in precedenza, l'attività esplosiva basaltica produce coni di scorie o di spatter o, a volte, entrambi, in corrispondenza del centro di emissione. I depositi di scorie da ricaduta hanno una dispersione areale limitata e volumi ridotti, accumulandosi intorno al centro eruttivo. I coni di scorie possono essere i siti di un vulcano con attività persistente per decenni o anche di più, come è il caso di Stromboli o dell'Etna, oppure possono essere coni monogenetici, prodotti da una singola eruzione durata poche settimane o qualche mese, come il caso del vulcano Heimaey in Islanda nel 1973 (Cas & Wright, 1988). I depositi consistono di scorie poco stratificate e molto grossolane, spesso ossidate, con intercalazione di bombe e blocchi. Nei depositi si ritrovano spesso anche brandelli di lava, mentre è difficile rinvenire la presenza di frammenti litici accessori di rocce incassanti. I depositi non sono costituiti soltanto da livelli di caduta, ma anche da depositi da flusso, formati dal crollo e dal rotolamento delle scorie dal pendio dei coni. Il deposito che ne risulta presenta pertanto, in questo caso, una gradazione inversa. L'attività hawaiana invece produce essenzialmente "coni di spatter", ovvero dei depositi saldati di scorie di dimensioni limitate, dell'altezza di qualche metro e dell'ampiezza di qualche decina di metri. Questi depositi sono formati da brandelli di magma che ricadono dalle fontane di lava e si accumulano velocemente in prossimità del centro di emissione. Sotto il peso del materiale che via via si deposita essi assumono delle forme affusolate che li contraddistinguono. Spesso l'elevato accumulo, in maniera repentina, di questi brandelli di magma che arrivano al suolo ancora molto caldi, tende a produrre dei veri e propri flussi di lava. I depositi da caduta che si formano durante l'attività hawaiana sono volumetricamente ridotti e formati quasi interamente da scorie. Vicino al centro di emissione è possibile tuttavia ritrovare materiali più grossolani, come bombe. Generalmente i depositi

hawaiani contengono acneliti, frammenti juvenili vetrosi con superfici lisce, formati dal raffreddamento di piccole gocce di magma. Questi includono i cosiddetti Capelli di Pele, frammenti fini di vetro che si formano quando piccole gocce di magma vengono emesse in atmosfera e, trasportate dal vento, assumono delle forme affusolate, simili a quelle di un capello. Insieme a questi è possibile ritrovare anche le lacrime di Pele, che invece hanno delle forme sferiche.

La distinzione tra i depositi da caduta hawaiani e quelli stromboliani in letteratura è riportata da Walker (1973), che classifica le eruzioni esplosive sulla base della dispersione areale del deposito ( $D$ ) e del grado di frammentazione dei prodotti ( $F$ ).

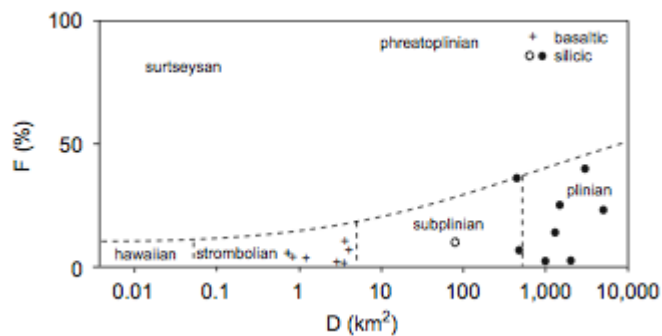


Fig. 2.3: Classificazione delle eruzioni esplosive (Walker, 1973).

L'attività basaltica hawaiana ha un'esplosività molto bassa, rispetto a quella stromboliana, tale che i depositi hanno un  $D$  sempre minore di 0.05  $\text{km}^2$ . Questo criterio distintivo è molto contestato, pertanto dovrebbe essere considerato solo come una guida generale per distinguere i depositi da caduta hawaiani e stromboliani (Cas & Wright, 1988). Le fontane di lava hawaiane possono raggiungere delle altezze così elevate che il deposito risultante può avere una dispersione areale molto più ampia rispetto a quella prevista dalla definizione di Walker (1973). L'eruzione del Kilauea Iki del 1959, ad esempio, ha prodotto delle fontane di lava alte fino a 600 m e depositi di caduta di scorie con valori di  $D$  pari a 0.7  $\text{km}^2$  (Richter et al., 1970), che secondo la definizione di Walker sarebbero invece tipici di un'attività di tipo stromboliano (Cas & Wright, 1988). Allo

stesso modo, in generale in un'eruzione stromboliana la colonna eruttiva non riesce a sviluppare una zona convettiva, e il deposito da caduta che si viene a formare ha una dispersione più ridotta, simile a quella delle eruzioni hawaiane. Nella sua descrizione Walker ha assimilato la geometria dei depositi (in questo caso  $D$ , che è l'area oltre la quale il deposito si ispessisce fino a 0.01 volte lo spessore massimo) al parametro fisico  $MDR$  ("mass discharge rate"), ovvero la quantità di magma emesso durante un'eruzione, suggerendo che tutto lo spettro coperto dai depositi piroclastici delle eruzioni magmatiche, da hawaiane a stromboliane, fino a quelle sub-pliniane e pliniane, può essere distinto sulla base del parametro  $D$  e dell' $MDR$ . Tuttavia Houghton & Gonnermann (2008) mostrano che l' $MDR$  documentato per eruzioni del passato note, può avere valori simili anche fra le eruzioni con stili esplosivi diversi.

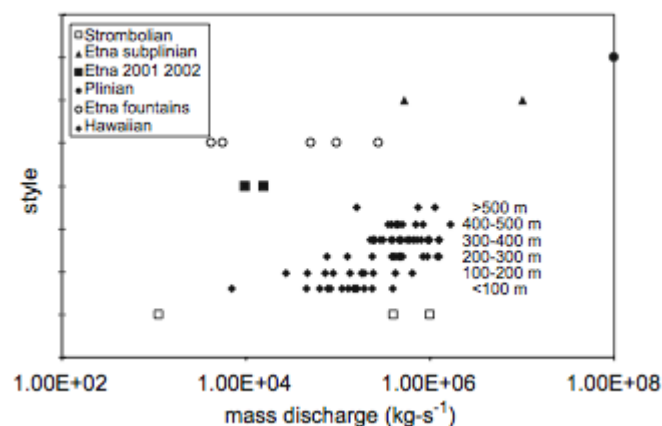


Fig. 2.4: Diagramma dell' $MDR$  per eruzioni di differenti stili esplosivi a Stromboli, Kilauea ed Etna (da Houghton & Gonnermann, 2008).

La classificazione di Walker (1973) manca di dati per le eruzioni hawaiane, in quanto sono state scelte solo quelle più deboli delle eruzioni stromboliane ed escluse quelle più intense. I dati ottenuti da Houghton & Gonnermann (2008) (fig. 2.4) mostrano che considerando il parametro  $MDR$  delle eruzioni, i campi dei valori per le eruzioni hawaiane e quelle stromboliane si sovrappongono. Le eruzioni dell'attività ordinaria a Stromboli, ad esempio, hanno dei valori di  $MDR$  molto bassi ( $10\text{--}500\text{ kg s}^{-1}$ ) (Chouet et al., 1973; Ripepe et al., 1993; Allard et al., 1994) ed invece

molto elevati per i parossismi ( $10^5$ – $10^6$  kg s<sup>-1</sup>) (Rosi et al., 2006). I valori calcolati per 99 eruzioni del Kilauea dal 1955 mostrano un range di *MDR* variabile da  $4 \times 10^2$  a  $10^6$  kg s<sup>-1</sup>. Inoltre esplosioni stromboliane in altri vulcani occupano una posizione intermedia tra le eruzioni dell'attività ordinaria e quelle parossistiche di Stromboli. La distinzione tra le eruzioni stromboliane e quelle hawaiane risiede pertanto non nel tasso di dispersione, ma nella stabilità del tasso di emissione di magma (*MDR*): mentre le prime sono caratterizzate da impulsi ravvicinati e di breve durata, le seconde, invece, sono caratterizzate essenzialmente da fontane di lava sostenute, in cui l'*MDR* si mantiene costante per ore o giorni (Houghton & Gonnermann, 2008 e bibliografia in esso). Un altro vulcano che mostra attività esplosiva basaltica è l'Etna. Il range di esplosività di questo vulcano ricopre un campo molto vasto, che va da quello hawaiano allo stromboliano, fino al sub-pliniano. Tra il 1995 e il 2007, almeno 150 eventi parossistici si sono verificati sui crateri sommitali (Coltelli et al., 1998, 2000; Alparone et al., 2007) dei quali, il più intenso, ha prodotto una nube eruttiva alta da 2 a 13 km ed ha emesso volumi di materiale fino a  $10^4$ - $10^7$  m<sup>3</sup> e valori di *MDR* tipici di un'attività stromboliana e sub-pliniana (Walker, 1973; Pyle, 1989) (Houghton & Gonnermann, 2008). Episodi di fontane di lava si sono alternati a periodi in cui l'attività vulcanica si manifestava attraverso esplosioni brevi e ravvicinate nel tempo, cioè stromboliane. Gli eventi del 2001 e del 2002-2003, hanno mostrato diversi cambiamenti dello stile eruttivo, anche in corrispondenza di crateri adiacenti o di un singolo cratere a distanza di pochi giorni. In questi eventi, un certo numero di eruzioni con emissione di plume di cenere (Taddeucci et al., 2004a, b; Andronico et al. 2009a) non possono essere associate a nessuno stile esplosivo, tra quelli summenzionati. Pertanto nel caso dell'Etna non è possibile affermare con certezza fino a quale estensione si può applicare il termine di eruzioni stromboliane (tipiche di Stromboli) a quelle eruzioni di bassa esplosività ravvicinate nel tempo ed, inoltre, quello di hawaiane, come tipiche del Kilauea, alle fontane di lava (Houghton & Gonnermann, 2008). Tra i vulcani basaltici, l'Etna risulta quello con una maggiore frequenza di eruzioni sostenute

sub-pliniane: nel XX secolo se ne sono verificate 9 e 7 dal 1990 ad oggi (Branca & del Carlo, 2005). Nella storia più recente l'attività sub-pliniana si è manifestata attraverso due diverse intensità. Ogni parossisma comincia con un periodo di esplosioni stromboliane di crescente intensità che culminano o in fenomeni di fontanamento oppure in plume sub-pliniane sostenute, e poi l'attività si riduce ad esplosioni stromboliane (Houghton & Gonnermann, 2008). Altre eruzioni basaltiche sub-pliniane, si sono verificate per il vulcano Ruapehu il 17 Giugno del 1996: 2 fasi eruttive della durata di 3.5 e 2.5 h, i cui depositi da caduta hanno avuto una dispersione areale molto ampia, fino a 300 km dal centro eruttivo (Bonadonna & Houghton, 2005). Le eruzioni pliniane sono più rare ed anche le meno documentate, ma esistono diversi casi di eruzioni basaltiche pliniane, ad esempio quella del 122 BC all' Etna o quella del 1886 al Tarawera; San Judas (2ka fa) e quella di Fontana (60 ka) (Houghton & Gonnermann, 2008 e bibliografia all'interno).

## 2.2 I prodotti dell'attività basaltica esplosiva

I prodotti emessi nelle diverse eruzioni esplosive basaltiche presentano caratteri diversi. La morfologia del materiale juvenile emesso durante un'eruzione è fortemente influenzata dalla viscosità del magma coinvolto, e dal contenuto in volatili in esso disciolti al momento della frammentazione (Heiken & Wohletz, 1985; Taddeucci et al., 2004a). Passando da un'eruzione hawaiana ad una pliniana basaltica si è notato che le piroclastiti tendono ad assumere forme irregolari, mentre diminuisce il numero di quelle con forme fluidali ed aerodinamiche. Questa variabilità dipende dalla viscosità dei magmi che, per le eruzioni hawaiane è di poche centinaia di Pa\*s, mentre per le stromboliane è di qualche migliaia di Pa\*s e di diversi ordini di grandezza superiori per quelle pliniane. Anche il contenuto in volatili e in microliti dello juvenile variano per i diversi stili esplosivi basaltici, come effetto della complessità dei meccanismi che avvengono all'interno del condotto e, in sostanza, dai meccanismi di degassamento e segregazione delle bolle e la loro risalita. I dati presenti in letteratura (Lautze & Houghton, 2005, 2006, 2007; Polacci et al., 2008; Sable et al., 2006a) indicano che al passaggio fra lo stile esplosivo hawaiano e quello stromboliano non c'è un incremento così intenso della vescicolarità dei piroclasti, che invece si mantiene intorno a valori di numero di densità delle bolle pressoché costanti ( $10^5$ - $10^6$  cm<sup>-3</sup>). Il contenuto in volatili e in microliti delle piroclastiti emesse durante l'attività basaltica pliniana, invece, si differenzia fortemente: gli ejecta delle eruzioni pliniane dell'Etna del 122 BC e del Tarawera nel 1886 hanno numeri di densità di bolle nettamente superiori ( $10^6$ - $10^8$  cm<sup>-3</sup>) e un contenuto in microliti maggiore del 60-90% della pasta di fondo, rispetto a quelli delle eruzioni hawaiane e stromboliane (Houghton & Gonnermann, 2008). Gli eventi del 2001 e del 2002-2003 all'Etna rappresentano degli esempi molto favorevoli per lo studio della transizione tra gli stili nell'attività esplosiva basaltica, perché in brevi intervalli tempo si è assistito al passaggio da fontane di lava a esplosioni intermittenti stromboliane, fino a fasi d'intensità pliniana. Gli ejecta delle eruzioni

mostrano chiaramente che esiste un legame fra i caratteri tessiturali dei frammenti e gli stili eruttivi. Tuttavia, mentre per le eruzioni pliniane dei vulcani intermedio-acidi è possibile risalire ai processi che avvengono all'interno del condotto, attraverso i caratteri tessiturali e chimici delle piroclastiti, per quelle esplosive basaltiche non è ancora chiara una correlazione. Ciononostante Taddeucci et al., (2002; 2004a) mostrano che all'Etna, la proporzione dei frammenti ricchi in microliti e di quelli poveri in microliti riflette lo stile esplosivo e il processo dominante di frammentazione. L'Etna ed in generale l'attività basaltica esplosiva produce due tipi di frammenti di cenere: uno vetroso, trasparente e vescicolato (sideromelano) ed uno opaco, da micro a cripto-cristallino, poco o nulla vescicolato (tachilite). I primi studi condotti su tachilite e sideromelano sono stati condotti da Heiken (1972) e Heiken & Wohletz (1985), i quali suggeriscono che le differenze morfologiche e chimiche dei due frammenti sono legate a processi di raffreddamento diversi. Altri Autori ritengono che tachilite e sideromelano siano legati ad un'attività basaltica idromagmatica (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1987). Taddeucci et al. (2004), attraverso studi sulla composizione chimica dei due frammenti e sulle micro-tessiture (morfologia, contenuto in cristalli e vescicolarità) dei due tipi di frammenti indicano che la tachilite e il sideromelano rappresentano due diversi stadi di raffreddamento, e di conseguenza di cristallizzazione, del magma. La prima risulta da un più lento raffreddamento e quindi da un maggiore tempo di residenza nel condotto rispetto al sideromelano. Questo risale più velocemente in corrispondenza della porzione centrale del flusso di magma, più caldo, meno vescicolato e povero di microliti. La tachilite pertanto si forma dalla frammentazione del magma più freddo e quindi più denso e ricco in microliti, delle zone periferiche del condotto, ovvero ai margini o al tetto della colonna di magma. Questi frammenti di cenere, pertanto, in casi di stazionamento relativamente lungo della colonna di magma in prossimità della superficie (eruzioni stromboliane), possono subire fenomeni di alterazione (ossidazione). Da ciò nascono le teorie contrastanti sulla natura della tachilite. Il colore, l'elevata quantità di microcristalli nella

pasta di fondo e la bassa vescicolarità potrebbero infatti farla apparire come un frammento litico. Alcuni lavori (Taddeucci et al. 2002; 2004a; Cimarelli et al 2010) suggeriscono, inoltre, che l'abbondanza relativa delle ceneri di tachilite e sideromelano in un deposito, registra l'evoluzione del gradiente di velocità del flusso di magma che risale verso la superficie e può dare indicazioni sull'evoluzione dello stile esplosivo.



### 2.3 Attività stromboliana a Stromboli.

A Stromboli, l'attività eruttiva attuale si concentra su una terrazza craterica che si trova a circa 800 s.l.m. al di sopra della Sciara del Fuoco, una scarpata generata circa 5 ka dal collasso, dell'entità di 1,81 km<sup>3</sup> della porzione NO di Stromboli (Kokelaar & Romagnoli, 1995). La terrazza comprende tre gruppi di crateri allineati in direzione NE-SO, lungo un trend strutturale (Rosi et al, 1980), ognuno dei quali è costituito da diversi centri di emissione, che nel totale sono in media variabili da 5 a 15.



Fig. 2.5: Terrazza craterica di Stromboli, vista dal Pizzo.

Questa morfologia è documentata a partire dal 1776 da Hamilton che ha nominato i tre gruppi di crateri, rispettivamente di NE, centrali e SO, Zolfo, Sciara e Torrione (Washington, 1917) e si è mantenuta fino ad oggi nonostante numerosi fenomeni di collasso della superficie terrazzata (ad es. Dicembre 2002). L'attività in corrispondenza dei tre gruppi di crateri ha origine da un sistema di alimentazione comune (Harris et al., 1996; Settle & McGetchin, 1980; Ripepe et al., 2005). L'attività persistente sull'isola di Stromboli ha avuto inizio dopo un periodo di quiescenza datato tra il III e il VII secolo A.D. (Rosi et al., 2000; Bertagnini et al., 2003) e continua ad oggi, senza aver subito interruzioni e significative modificazioni nello stile eruttivo. Essa è caratterizzata da un degassamento continuo di gas, quali H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, HF e HCl (6000-12.000 t d<sup>-1</sup>, da Allard et al., 1994), esplosioni intermittenti di bassa o

media intensità (ogni 10-20 minuti), rare emissioni di lava e sporadiche esplosioni più violente (Bertagnini et al., 2003; Landi et al., 2004). Le esplosioni di bassa o media intensità e il degassamento continuo sono quelle che caratterizzano la normale attività, detta appunto "attività normale stromboliana" (Barberi et al., 1993). Fonti storiche testimoniano l'attività di Stromboli a partire dal IV sec. a.C. fino al VI d.C. Studi recenti definiscono, sulla base di dati tefro-stratigrafici, composizionali e radiometrici, un periodo d'inizio dell'attività persistente (Rosi et al., 2000), che risale al IV sec. a.C., durante il quale vengono emessi magmi mediamente porfirici per mezzo di fenomeni di fontanamento ripetuti (stile del vulcano Etna e delle isole Hawaii) e separati da fenomeni di quiescenza o da esplosioni stromboliane più violente. Essi individuano una fase di quiescenza, in un periodo di tempo compreso tra il III e il VII sec. d.C., dopo il quale si verifica un cambiamento dello stile eruttivo e della composizione dei prodotti, che coincide con quelli attuali (esplosioni stromboliane di media intensità, di ceneri e scorie nere, interrotte da esplosioni più energetiche con emissione di pomice chiare). L'attività persistente a Stromboli inizia dopo questo periodo di quiescenza. L'attività normale stromboliana viene descritta da Barberi et al. (1993), come una serie di eventi esplosivi, che avvengono in media ogni 10-20 minuti e durano in media poche decine di secondi, durante le quali vengono emessi frammenti di dimensioni variabili fino a quelle dei blocchi, per mezzo di jet gassosi, fino ad altezze di decine o centinaia di metri (Bertagnini et al., 2003). Quest'attività è frequentemente interrotta da esplosioni maggiori, più violente di questa ma meno violente dei parossismi, durante le quali blocchi e bombe vengono emessi e lanciati a 1.5 km di distanza dai centri di emissione. I parossismi rappresentano gli eventi esplosivi più energetici durante i quali vengono emessi volumi di magma decisamente maggiori, e si formano colonne eruttive che raggiungono i 10 km di altezza, che comportano anche una sostanziale modificazione della morfologia dei centri di emissione (ad esempio gli eventi del 2002-2003 e del 2007). Le effusioni laviche rappresentano un'altra attività eruttiva comune a Stromboli. I flussi di lava recenti sono sempre confinati in corrispondenza

della Sciara del Fuoco, alimentati dai tre gruppi di crateri o da centri eruttivi laterali aperti sulla Sciara. Durante gli ultimi 40 anni gli eventi effusivi più importanti sono stati quelli del 5-24 Novembre 1975 (Capaldi et al., 1978), 6 Dicembre 1985, 25 Aprile 1986 (De Fino et al., 1988), 28 Dicembre 2002, 22 Luglio 2003 (Calvari et al., 2005; Ripepe et al., 2005), alimentati in tutti i casi da centri apertisi a 500-700 m s.l.m. sul fianco esterno della terrazza craterica.

Indipendentemente dal modello che si considera (Parfitt, 2004), i segnali sismici suggeriscono che, durante l'attività ordinaria, l'espansione volumetrica dei gas a Stromboli si verifica approssimativamente ad una profondità di 220-300 m, a circa 160 m NE dai crateri attivi (Kirchdorfen, 1999; Chouet et al., 1999, 2003; Marchetti & Ripepe, 2005; Harris & Ripepe, 2007; Patrick et al., 2007) e che pertanto la coalescenza delle bolle si verifica a profondità inferiori o uguali a questa. Le esplosioni a Stromboli presentano una certa variabilità. Gli stili eruttivi si possono raggruppare in due gruppi (Patrick et al., 2007): eruzioni dominate da balistici ed eruzioni dominate da plume di cenere, rispettivamente denominate eruzioni "Tipo 1" e "Tipo 2". Il primo tipo ricalca la comune concezione delle eruzioni stromboliane, con emissione di scorie di grandi dimensioni che seguono traiettorie balistiche, ovvero brandelli di magma che risalgono all'interno del condotto insieme ai gas come se fossero un corpo unico. Le esplosioni di "Tipo 2" sono caratterizzate da plume di cenere e vengono suddivise in 2a e 2b, rispettivamente, se mostrano velocità di gas thrust ( $>15 \text{ m s}^{-1}$ ) ed emettono una grande quantità di clasti balistici, o se mostrano solo velocità convettive ( $<15 \text{ m s}^{-1}$ ) e sono caratterizzate da una bassa quantità di balistici nella nube eruttiva.

Le eruzioni Tipo 1 e 2 formano entrambe dei jet gassosi con emissione di balistici, ma nel Tipo 2 inoltre si formano anche delle nubi convettive, alte fino a qualche km. L'origine delle eruzioni Tipo 2 è ancora molto controversa. Una prima teoria è che le ceneri delle plume possano essere prodotte al riciclo di materiali all'interno del cratere, attraverso fenomeni di scivolamento delle porzioni interne di questi o di ricaduta nel condotto dei brandelli di magma eruttati; un'ipotesi alternativa è che esse

rappresentino un magma viscoso che ristagna in prossimità delle superficie e che, pertanto, vengano emesse a seguito di cambiamenti reologici nella colonna di magma.

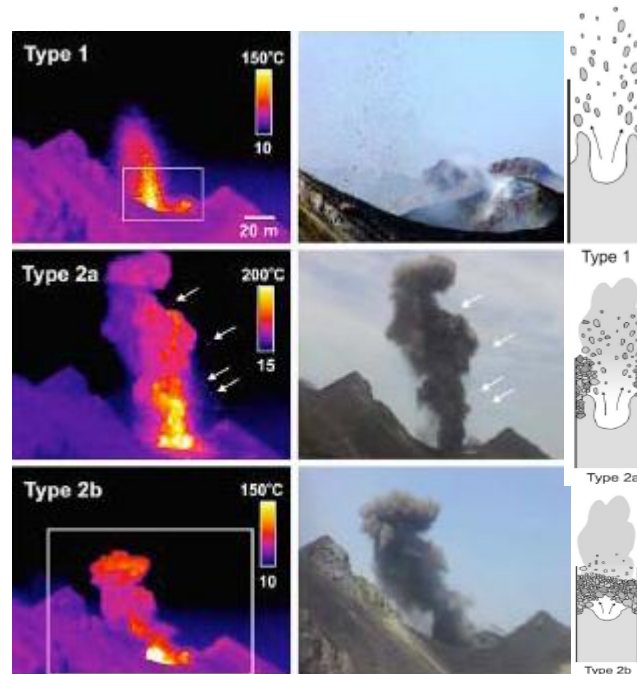


Fig. 2.6: Esplosioni stromboliane a Stromboli (da Patrick et al., 2007).

La produzione di ceneri e quindi la trasformazione in particelle fini può avvenire, infatti, a seguito delle esplosioni successive, all'impatto e al rotolamento degli ejecta, oppure a seguito dell'incremento della viscosità dei magmi (Taddeucci et al., 2002; 2004a; Patrick et al., 2007). Distinguere quale dei tre meccanismi prevale nella riduzione degli ejecta in frammenti di piccole dimensioni è complicato, sia per la possibile coesistenza dei tre sia perché i frammenti, generati secondo i diversi meccanismi, possono essere emessi insieme. Un cratere può mantenere un determinato stile eruttivo (Tipo 1 o 2) per giorni o settimane, come espressione della stabilità del condotto superficiale in questo intervallo di tempo (Patrick et al., 2007). Alcuni autori ritengono che un cratere tende a manifestare uno stile piuttosto che un altro. Ripepe et al. (1993), Chouet et al. (1999, 2003), Ripepe & Marchetti (2002), Marchetti & Ripepe (2005), sulla base del segnale sismico e degli infrasuoni, suggeriscono che il cratere di nord-est mostra per lo più un'attività di Tipo 1, mentre quelli di

sud-ovest di Tipo 2. Patrick et al. (2007), dalle osservazioni ottenute con i filmati *FLIR* (Forward Looking Infrared Radiometer) durante il periodo 2001-2004, fanno notare che i due stili eruttivi possono essere comuni ai due crateri. Durante il 2004, l'attività di sorveglianza ha permesso di ottenere un'elevata quantità di dati consentendo di evidenziare una forte variabilità degli stili eruttivi di ogni singolo cratere. Di seguito vengono riportati i principali risultati ottenuti da Patrick et al. (2007), che hanno effettuato uno studio dettagliato su 135 esplosioni tra Giugno e Luglio 2004. Il cratere di sud-ovest ha mostrato principalmente un'attività Tipo 2 e precisamente di tipo 2b (su 13 giorni di acquisizione), che si è mantenuta per due mesi. Uno dei crateri di nord-est, invece, ha manifestato un'attività più variabile. Le osservazioni del 5 Giugno mostrano ad esempio attività Tipo 1, quelle successive del 7 Giugno, invece, mostrano attività Tipo 2, osservate anche per i giorni seguenti (9, 11, 13, 19 e 27 Giugno). Attività Tipo 1 si osservano nel mese di Luglio (giorno 5), come testimoniato dalle osservazioni dei giorni seguenti (7, 11, 14 e 18 Luglio). Gli stili eruttivi Tipo 1 e 2 e quelli Tipo 2a e 2b possono alternarsi, in corrispondenza di uno stesso cratere, anche dopo intervalli di pochi minuti. E' il caso dell'attività eruttiva del giorno 18 Luglio 2004, quando a 10 esplosioni di Tipo1 di bassa intensità seguono, dopo un intervallo di 22 minuti, 3 robuste esplosioni Tipo 2 per i seguenti 30 minuti. Quaranta minuti dopo ritorna l'attività di Tipo 1. L'alternanza vista per gli stili 1 e 2, può verificarsi anche per quelli Tipo 2a e 2b, ne è esempio l'attività del 13 Giugno 2004, durante la quale in corrispondenza di uno dei crateri di nord-est si sono verificate esplosioni Tipo 2a e 2b nel giro di 3 ore. Le attività discusse sono molto comuni a Stromboli. Patrick et al. (2007) mostrano la prevalenza di quelle Tipo 2 su quelle Tipo 1, la maggior parte delle quali hanno origine da uno dei crateri di nord-est. L'attività Tipo 2 è favorita dalla bassa intensità delle esplosioni, che tende a ridurre la dispersione dei balistici, che ricadono all'interno del condotto e si accumulano alla sommità del cratere. Il riciclaggio a sua volta favorisce le esplosioni di ash-plume (Tipo 2).

Osservazioni dirette delle esplosioni e diversi studi (Chouet et al. 1999, 2003; Ripepe & Marchetti, 2002; Marchetti & Ripepe, 2005) indicano che l'attività Tipo 2 avviene più comunemente in corrispondenza del cratere di sud-ovest. Ciò è verificato dai dati ottenuti dalla stima della sovrappressione dei gas (differenza tra la pressione nel magma e quella atmosferica). Il cratere di sud-ovest ha dei valori medi di sovrappressione delle bolle di circa 0.5b, mentre quelli del cratere di nord-est sono di 4b ca (Ripepe & Marchetti, 2005). La bassa sovrappressione dei gas in corrispondenza del cratere di sud-ovest limita la dispersione del materiale eruttato, favorendone il riciclo e l'accumulo alla sommità. Occasionali plume di cenere rossastri emessi dal cratere di sud-ovest testimoniano il fenomeno del riciclaggio all'origine delle esplosioni ricche in cenere (Tipo 2). In corrispondenza di un determinato cratere l'attività eruttiva può variare, mantenendosi costante per giorni o settimane. Ciò indica, inoltre, che i fenomeni di riciclaggio avvengono in un tale intervallo temporale. La variazione tra un'attività eruttiva tipo 2a in 2b o viceversa può avvenire invece in un intervallo di tempo più piccolo, anche di alcuni minuti, perché la sovrappressione delle bolle varia significativamente in questo intervallo di tempo. Harris & Ripepe (2007), attraverso l'integrazione di segnali sismici, infrasonici e termici hanno fornito diverse informazioni sulla geometria della porzione superficiale del sistema di alimentazione, quali la profondità a cui avviene la coalescenza dei gas, la profondità della superficie del magma e della sorgente delle esplosioni, la lunghezza della sezione del condotto attraverso cui risale la miscela esplosiva, l'intensità, l'energia e la dinamica di ogni esplosione. I prodotti emessi durante l'attività attuale sono di due tipi: un magma detto *HP* (*high-porphyritic*) e uno *LP* (*low-porphyritic*). Il magma *HP* viene eruttato durante la normale attività stromboliana ed è rappresentato da scorie (note in letteratura sotto il nome di litotipi bruni), aventi un contenuto in fenocristalli del 50% in volume e rappresentati, in ordine di abbondanza decrescente, da plagioclasti, clinopirosseni ed olivine (Metrich et al., 2001). Il magma *HP*, ricco in cristalli, è degassato per effetto di una cristallizzazione guidata da fenomeni di decompressione e perdita di volatili durante la lenta risalita;

esso costituisce un *mush* che ristagna nella parte sommitale del sistema di alimentazione. Il magma *LP* viene emesso invece, prevalentemente, nel corso delle eruzioni più violente. Esso è rappresentato da pomici altamente vescicolate (litotipo biondo) aventi un contenuto in cristalli pari al 10% in volume (plagioclasti, clinopirosseni ed olivine). I due litotipi hanno la stessa composizione chimica, sia in termini di elementi maggiori che in tracce; entrambi hanno una composizione variabile da basalti HK e andesiti basaltiche HK a basalti shoshonitici (Metrich et al., 2001). Secondo Francalanci et al. (2005) il reservoir del magma *LP* è di origine profonda ( $P= 300-400$  MPa, da Bertagnini et al., 2003) ed alimenta i serbatoi più superficiali dove è situato il magma *HP*, dal quale quest'ultimo deriva per mezzo di processi di differenziazione tipo cristallizzazione frazionata di fasi mineralogiche quali plagioclasio, clinopirosseno e olivina, e *mixing* con quello *LP* (Francalanci et al., 1999, 2004; Bertagnini et al., 2003). Studi condotti sugli isotopi dello Sr suggeriscono che il *reservoir* del magma *LP* ha un volume pari a circa  $0.3-0.04$  km<sup>3</sup> e che, inoltre, questo ha dei tempi di residenza di circa 19 anni (Francalanci et al., 1999). I serbatoi dei magmi *HP*, invece, hanno volumi molto maggiori ( $7\pm 2 \cdot 10^5$  m<sup>3</sup>) e tempi di residenza ridotti (10-213 giorni) (Gauthier & Condomines, 1999; Gauthier et al., 2000). Lautze & Houghton (2007) suggeriscono che lo stato fisico a cui è sottoposto il magma nel condotto superficiale influenza le variazioni nell'intensità e nello stile delle eruzioni dell'attività ordinaria di Stromboli. Studiando i lapilli emessi da singole esplosioni durante l'attività ordinaria dei mesi di Maggio e Settembre del 2002, gli Autori mostrano che esistono tre diversi tipi di tessiture dei magmi del condotto superficiale: un primo tipo che questi chiamano *LD (low-density)*, che è costituito da un vetro trasparente, con colori variabili dal marroncino chiaro al marrone scuro, ricco di vescicole rotondeggianti e con una popolazione di bolle più grandi di forma irregolare; un secondo tipo chiamato *HD (high-density)* di colore marrone scuro, contenente piccole vescicole sferiche e molte vescicole di grandi dimensioni e di forma irregolare, ed infine, un terzo tipo *TT (transitional texture)* con un numero intermedio di vescicole sub-sferiche tra i tipi *LD* e

*HD* e diverse vescicole grandi ed irregolari, in una matrice di colore giallastro. Le osservazioni e le analisi condotte su questi tipi di magmi (misure di densità e vescicolarità), che hanno tutti la stessa composizione chimica, indicano che le tre tessiture individuate sono legate a diversi tempi di residenza del magma nel condotto superficiale, mostrando, inoltre, che esiste un fenomeno di evoluzione del magma da una tessitura *LD* ad una *HD*. L'evoluzione dal magma *LD* a quello *HD* avviene nel giro di poche ore o giorni e l'aumento di maturità del magma del condotto superficiale che ne risulta, e di conseguenza anche quello della viscosità, porta ad una riduzione dell'intensità delle eruzioni. Pertanto il cambiamento dello stato fisico del magma, dovuto al continuo *refilling* di nuovo magma dal basso e alla sua evoluzione, causa le variazioni repentine nell'intensità e nello stile delle eruzioni a Stromboli.



# Capitolo 3

## Tecniche analitiche

---

### **3.1 Tecniche di campionatura**

La campionatura delle ceneri è stata effettuata in tre periodi: due nel mese di Settembre dell'anno 2008 (1-5 e 20-22) e una a Giugno 2009. Le ceneri sono state campionate per singoli impulsi esplosivi, annotando il cratere d'emissione, l'orario dell'esplosione e lo stile esplosivo. Oltre alla tradizionale tecnica di campionatura che prevede l'uso di teli tenuti a mano nella direzione di ricaduta delle ceneri, in questo lavoro la cenere è stata campionata con una tecnica innovativa che consiste nell'utilizzo di aeromodelli telecomandati a distanza che penetrano nella nube eruttiva, prelevando le ceneri emesse durante una singola esplosione. Gli aeromodelli sono equipaggiati con un GPS, una webcam e di un supporto porta campione. Dato il peso ridotto, gli aeromodelli possono essere portati

in quota con facilità. Il costo relativamente basso ne consente l'uso in ambienti pericolosi e dove si raggiungono elevate temperature, come le plume. La loro importanza risiede nel fatto che, campionando direttamente nel plume, vengono prelevate soltanto le ceneri di una singola esplosione per un determinato cratere, riducendo così le possibilità di errore di campionare le ceneri emesse da due crateri adiacenti. In tal modo si prelevano campioni di cenere inequivocabilmente rappresentativi del materiale di una singola esplosione. Gli aeromodelli sono costruiti in modo da poter contenere più di un campione. In un solo volo è possibile prelevare fino a quattro campioni di cenere.



Fig. 3.1: Aeromodelli. A sinistra: webcam e porta campione.

Tuttavia ci sono delle limitazioni all'uso degli aeromodelli, quale ad esempio la necessità di essere controllati a vista e pertanto possono viaggiare per pochi km, inoltre, anche il fatto che, avendo un peso molto ridotto, non possono trasportare materiali pesanti. Pertanto tutti gli altri materiali, strumenti di monitoraggio petrologico, al di là delle ceneri, non possono essere campionati per le singole esplosioni, con questa metodologia.

Nei tre periodi di campionatura la configurazione craterica a Stromboli si è manifestata, per i tre gruppi principali di crateri: il gruppo dei crateri di nord-est, quelli di sud-ovest e quelli centrali; con un'attività di tipo "normale stromboliana" (Barberi et al., 1993), ossia esplosioni di bassa intensità, con emissioni di balistici e plume di cenere, ogni 10-20 min, della durata di pochi secondi, e da degassamento continuo ("puffing").



Fig. 3.2: Terrazza craterica vista dal Pizzo (Settembre 2008).

Per tutti i periodi di campionatura, nel primo gruppo di crateri (nord-est) ne sono stati attivi due, che hanno mostrato sempre attività di “Tipo 1” (Patrick et al., 2007); i crateri del gruppo di sud-ovest invece mostravano prevalentemente un’attività di “Tipo 2 a-b” (Patrick et al., 2007); mentre quelli centrali sono stati interessati solo da degassamento.

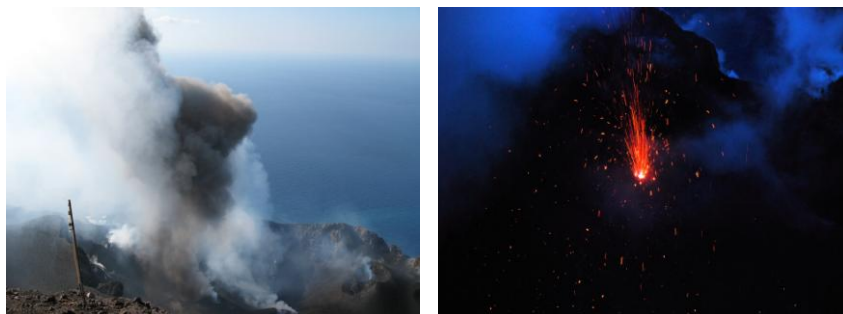




Fig. 3.3: Stili eruttivi dell'attività ordinaria a Stromboli.

Durante la campionatura di fine Settembre 2008 e in quella di Giugno 2009 le ceneri sono state prelevate con la tecnica tradizionale, usando cioè dei teli bianchi e annotando il cratere d'emissione, il tipo d'esplosione, la data e l'orario. Nella campionatura, invece, d'inizio Settembre (1-5) 2008, alla tecnica tradizionale è stata affiancata quella con gli aeromodelli. Questa fase di campionatura è stata condotta dal gruppo dell'INGV di Roma (*INGV-DPC V2 "PAROXYSM"*). In questa campagna di 5 giorni sono stati prelevati campioni di cenere ogni giorno, per ogni pulso esplosivo, da tutti i crateri attivi. In totale sono state campionate 46 singole esplosioni, di cui 26 a terra e 25 con l'aereo. Di queste, 5 sono state campionate sia con gli aeromodelli che a terra. Molte esplosioni sono state riprese con le camere ad alta velocità, per un totale di 52 filmati. Delle 46 esplosioni campionate, 35 provengono dai crateri di sud-ovest, 8 da quelli di nord-est, mentre gli altri 4 hanno un'origine incerta.

Nella campionatura di fine Settembre, invece, le ceneri sono state campionate solo con la tecnica a terra. La campagna è stata di tre giorni, ma le ceneri non sono state campionate in giorni consecutivi, ma solo il primo e l'ultimo (20-22 Settembre). Sono stati prelevati in tutto 10

campioni di ceneri per singole esplosioni: 4 dai crateri di sud-ovest e 6 da quelli di nord-est.

La campionatura del mese di Giugno 2009 è stata condotta invece in un solo giorno, in cui sono stati raccolti a terra 9 campioni: dai crateri di nord-est, 3 da quelli di sud-ovest (*INGV-DPC V2 "PAROXYSM"*). Ai campioni è stata attribuita una sigla contenente il giorno dell'esplosione e la data (vedi Tab. 3.1).

Le ceneri campionate con gli aeromodelli sono poche rispetto alle quantità di quelle campionate con i metodi tradizionali, cioè a terra, ed, inoltre, mostrano una granulometria più fine. Pertanto su molti campioni di cenere prelevati con gli aeromodelli non è stato possibile applicare alcune delle analisi condotte sulle ceneri campionate a terra. Ad esempio non è stato possibile condurre l'analisi dei componenti al binoculare, perché il numero delle particelle non era tale da poter effettuare un confronto con gli altri campioni di cenere, per i quali è stata contata una media di 700 punti (frammenti di cenere) a campione.

A titolo di confronto sono state analizzate anche le ceneri emesse durante la crisi eruttiva del 2002-2003. I campioni, forniti dalla dr.ssa N. Lautze, si riferiscono all'attività eruttiva del mese di Maggio e Settembre (18 Maggio - 29 Settembre 2002). Su di essi è stata effettuata un'analisi qualitativa al binoculare, seguita da un'analisi dei componenti principali.

Tabella 3.1:

<b>SAMPLE</b>	<b>DATE OF ERUPTION</b>	<b>CRATER OF EMISSION</b>	<b>ERUPTIVE STYLE</b>	<b>SAMPLING METHOD</b>
A 21	04/09/08	NE <sub>1</sub>	Type 1	Aeromodello
A 12	02/09/08	NE <sub>1</sub>	Type 1	Aeromodello
A 6	01/09/08	SO	Type 2b	Aeromodello
b.g. 5	01/09/08	SO	Type 2b	A terra
b. 16	02/09/08	SO	Type 2b	A terra
A 16	02/09/08	SO	Type 2b	Aeromodello
22091752	22/09/08	NE <sub>1</sub>	Type 1	A terra
20091848	20/09/08	NE <sub>1</sub>	Type 1	A terra
22091818	22/09/08	NE <sub>2</sub>	Type 1	A terra
20091647	20/09/08	NE <sub>2</sub>	Type 2a	A terra
22091742	20/09/08	SO	Type2b	A terra
18061048	18/06/09	NE <sub>1</sub>	Type 1	A terra
18061401	18/06/09	NE <sub>1</sub>	Type 1	A terra
18061234	18/06/09	NE <sub>2</sub>	Type 1	A terra
18061239	18/06/09	NE <sub>2</sub>	Type 1	A terra
18061259	18/06/09	NE <sub>2</sub>	Type 1	A terra
18061040	18/06/09	NE <sub>2</sub>	Type 1	A terra
18061330	18/06/09	SO	Type 2b	A terra
18061329	18/06/09	SO	Type 2b	A terra
18061346	18/06/09	SO	Type 2b	A terra
NS-47	18/05/02	SO	Type 2b	A terra
NS-41	18/05/02	NE	Type 2b	A terra
NS-38	18/05/02	NE	Type 2b	A terra
STR. 05	29/09/02	SO	Type 2a	A terra

Tab. 3.1: Campioni di cenere studiati.

## **3.2 Tecniche strumentali**

### **3.2.1 Petrografia e componenti**

I campioni di cenere campionati da singole esplosioni per i mesi di Settembre 2008 e di Giugno 2009, sono stati analizzati in termini dei loro componenti principali e dei loro caratteri tessiturali. Dopo un'osservazione preliminare al microscopio binoculare, sono stati individuati i frammenti principali che costituiscono le ceneri e, utilizzando una procedura di conteggio punti su una media di 700 particelle a campione (De Rosa, 1999), sono state quantificate le percentuali relative dei componenti principali. I frammenti di cenere sono stati distinti sulla base di tre criteri: colore, forma e vescicolarità, e sulla base di questi sono stati raggruppati in classi. Nei vulcani ad attività persistente, come lo Stromboli, la distinzione tra materiale juvenile e litico non è immediata. Pertanto i frammenti sono stati suddivisi in classi arbitrarie (ad es. clasti "tipo a", "tipo b", ecc), senza dare un'interpretazione a priori sulla natura dei frammenti. I campioni sono stati poi osservati in sezione sottile e le stesse classi di frammenti sono state riconosciute al microscopio ottico, mentre ne sono state aggiunte delle altre. Anche in questo caso è stata adottata una procedura di conteggio per le classi petrografiche principali, questa volta su un minor numero di frammenti (500 in media), utilizzando un tavolino conta punti. Su campioni di cenere (0.5-1 mm di diametro), con un ingrandimento di 10X, sono risultate necessarie una o al massimo due traslazioni della slitta conta punti. I frammenti sono stati raggruppati in un totale di 6 classi e le composizioni modali sono state ottenute ricalcolando a 100 sul totale delle 6 classi. I raggruppamenti sono stati fatti sulla base delle informazioni presenti in letteratura sulle ceneri basaltiche, pertanto nella classe dei frammenti "tipo a" sono stati inseriti tutti quei frammenti aventi un colore nero, opaco, con tessitura da micro-cripto-cristallina e poco o nulla vescicolati (Heiken & Wohletz, 1985) tipo

tachilite; mentre quelli di colore giallastro o marroncino chiaro, vescicolati e con forme irregolari o da shards, sono stati raggruppati nella classe dei frammenti “tipo b”, ovvero tipo sideromelano, e così via i frammenti opachi, con colori rossicci, in evidente stato di alterazione, che talvolta mostrano una struttura porfirica con fenocristalli e pasta di fondo microcristallina, nella classe “tipo c”; i cristalli singoli nella classe “tipo d” (cfr. par. 4.1.1, cap. 4).

### **3.2.2 SEM**

La morfologia e la micro-tessitura superficiale delle ceneri sono state analizzate al SEM. Su ogni particella sono stati misurati i parametri morfoscopici principali ed è stata analizzata la composizione chimica della superficie. I frammenti di cenere sono stati analizzati nelle condizioni in cui sono stati campionati, senza subire trattamenti di lavaggio o attacchi chimici. Per ogni campione sono stati selezionati circa 500-1000 granuli, che sono stati montati su supporti metallici e metallizzati con grafite. Il SEM dell'INGV di Roma, un Field Emission (*Schottky-type*) Scanning Electron Microscope (FE-SEM), *JEOL JSM 6500F*, è dotato di un software, *Particle Analyzer tool JED 2200*, con il quale è stata misurata la morfoscopia e la chimica superficiale delle ceneri. Rispetto ai SEM convenzionali, il FE-SEM è dotato di un fascio di elettroni ridotto e di una sorgente più stabile, rendendolo così capace di un'alta risoluzione anche a bassi voltaggi (fino a 500.000X). La risoluzione nominale dell'INGV di Roma è di 1.5 nm a 15 kV e 3 nm ad 1 kV di voltaggio . Il software di cui è equipaggiato lo strumento, l' “*Analysis Station*”, consente di effettuare analisi d'immagine, mappature, misure dei parametri morfoscopici (pacchetto *JED 2200*) ed, inoltre, acquisizioni sequenziali di spettri EDS. Grazie a questo software è infatti possibile acquisire l'immagine di un elevato numero di particelle, in media 100 per ogni campione, sulle quali si imposta manualmente l'acquisizione automatica, sequenziale, di un'analisi chimica di superficie di tutte le particelle, per mezzo di un



sistema microanalisi EDS. Per ogni particella si circoscrive un rettangolo, all'interno del quale si effettua una sorta di "*bulk analysis*" dell'intera superficie, che viene poi convertita in un'analisi chimica semi-quantitativa. Spesso questa operazione richiede un tempo di circa 3-4 ore e pertanto può essere praticata durante la notte. Questa tecnica fornisce informazioni di "bulk" sulla composizione del vetro, cristallinità e grado di alterazione secondaria della particella (Taddeucci et al., 2007) ed è stata utilizzata per caratterizzare in modo efficace la composizione chimica delle particelle magnetiche nella città di Roma (Sagnotti et al., 2009). L'errore analitico associato alla quantificazione dello spettro è pari al 10% del valore misurato (5% di ossidi in quantità superiori al 10% tot.), come dedotto da ripetute analisi e dal confronto con analisi eseguite su vetri basaltici (vedi Appendice 5). Un'altra fonte di errore riguarda l'effetto della rugosità delle particelle e l'orientamento rispetto al rilevatore EDS. Questa fonte di variabilità analitica è stata studiata mediante l'esecuzione di analisi ripetute sugli stessi clasti e ruotando le particella rispetto al rilevatore. I risultati hanno mostrato che la rotazione delle particelle ha un effetto relativamente blando, dell'ordine di 15% del valore misurato, e pertanto questo viene integrato nella barra di errore per ogni analisi. Il pacchetto *JED 2200* viene utilizzato per misurare i parametri morfoscopici delle particelle. Dopo aver acquisito le immagini in BSE delle particelle, ad un ingrandimento tale da poter prendere insieme nell'immagine più particelle (50X), si crea un contrasto mettendo in luce il contorno della particella sullo sfondo nero del porta campione. Il software acquisisce e analizza l'immagine delle particelle, calcolando l'area, il perimetro, la lunghezza massima, la lunghezza della corda (diametro di *Feret*) e il diametro di *Heywood* (diametro equivalente), su ogni particella dell'immagine. Quest'analisi fornisce i valori necessari per calcolare altri due parametri morfoscopici delle particelle: l'elongazione e la compattezza. L'elongazione è stata calcolata come il rapporto tra la lunghezza del segmento più lungo in un oggetto e la media intercetta perpendicolare, che qui si riferisce al parametro *Feret's diameter*, fornito dal software. Più la

particella è allungata e maggiore sarà l'elongazione. La compattezza si ottiene dal rapporto tra l'area della particella e il prodotto tra linea orizzontale e quella verticale del più piccolo rettangolo circoscritto, ovvero l'area del rettangolo. L'intervallo di valori della compattezza oscilla tra 0 e 1: più il valore si avvicina ad 1 e più la particella somiglia ad un rettangolo (Dellino & La Volpe, 1996).

### 3.2.3 Alterazioni di superficie

Le osservazioni al microscopio binoculare e poi ancora di più quelle di dettaglio al SEM, hanno mostrato che le ceneri dell'attività ordinaria di Settembre 2008, sia quelle campionate a terra sia con gli aeromodelli, sono ricoperte sulla loro superficie, da alterazione e da fasi mineralogiche di neo-formazione. Analisi EDS tipo *spot analysis* mostrano che le fasi secondarie sono costituite da solfati di  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{Ca}_2\text{O}$ , sotto forma di cristalli singoli di gesso e alite e sali di  $\text{MgO}$ . In letteratura sono presenti diversi lavori sulla presenza di fasi di neo-formazione sulle superfici delle ceneri, e sui metodi utilizzati per identificare le specie mineralogiche e quantificare gli elementi chimici che le costituiscono. Immagini ottenute al microscopio elettronico a scansione (SEM) e a trasmissione (TEM), mostrano la presenza di un *coating* sulle superfici delle particelle, interpretato come acido solforico (Cadle et al., 1979; Casadevall et al., 1984; Rose et al., 1980), di particelle (Rose, 1977), sali (Rose, 1977; Rose et al., 1980):  $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaSO}_4$ , (de Hoog et al., 2001),  $\text{KCl}$  e  $\text{MgSO}_4$  (Taylor and Lichte, 1980),  $\text{CaSiF}_6$  e  $\text{NaF}$  (Cronin and Sharp, 2002), e F solubile ( $\text{CaSiF}_6$ ) (Oskarsson, 1980). Witham et al. (2005) ha sintetizzato le tecniche utilizzate in letteratura per la lisciviazione delle specie volatili assorbite sulle superfici delle ceneri. Questo lavoro ha portato all'elaborazione di un data-base delle tecniche di lisciviazione disponibili su sito internet: [www.ivhhn.org](http://www.ivhhn.org).

Sulla base della metodologia proposta da Witham et al (2005), è stata condotta una lisciviazione delle ceneri di Stromboli (Settembre 2008), per

mezzo della cromatografia ionica. Le ceneri sono state immerse in acqua bi-distillata in un rapporto di 1:25 (g cenere su ml d'acqua) e centrifugata per 90 minuti. Il natante è stato filtrato per mezzo di una membrana acetata priva di cellulosa Millipore and Whatman, con una maglia di 0.45  $\mu\text{m}$ .

Con il cromatografo ionico è stato possibile ottenere il contenuto dei gruppi anionici ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ) e cationici principali ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Li}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ) del natante, ovvero degli elementi presenti nelle fasi secondarie sulle superfici delle ceneri. Sebbene la tecnica utilizzata abbia fornito risultati attendibili, le quantità di campione a disposizione sono state insufficienti per effettuare l'analisi su tutte le ceneri campionate, specialmente quelle prelevate con gli aeromodelli, che risultano quelle in quantità minore e con una granulometria più fine (cfr par. 3.1).

Per l'analisi della composizione chimica delle fasi mineralogiche secondarie presenti è stato fatto un tentativo inoltre con la spettrometria *FT-IR* (Fourier Transform-InfraRed). Questa tecnica distruttiva, in quanto prevede la distruzione totale del materiale prima di essere analizzato, rileva le specie assorbenti presenti nel campione, cioè acqua e anidride carbonica. Lo strumento quindi rileva e quantifica solo le fasi idrate. Nei campioni analizzati si è riscontrata ad esempio la sola presenza di minerali di gesso (vedi par. 4.2.1, cap. 4), mentre le altre specie mineralogiche presenti non sono state identificate. Pertanto questa metodologia è stata scartata.

L'analisi EDS al SEM si è rivelata così una delle migliori tecniche a disposizione per individuare e quantificare le specie mineralogiche secondarie di neo-formazione presenti sulle superfici delle ceneri.

# Capitolo 4

## La cenere di Stromboli

---

### **4.1 Petrografia**

#### **4.1.1 Osservazioni al binoculare**

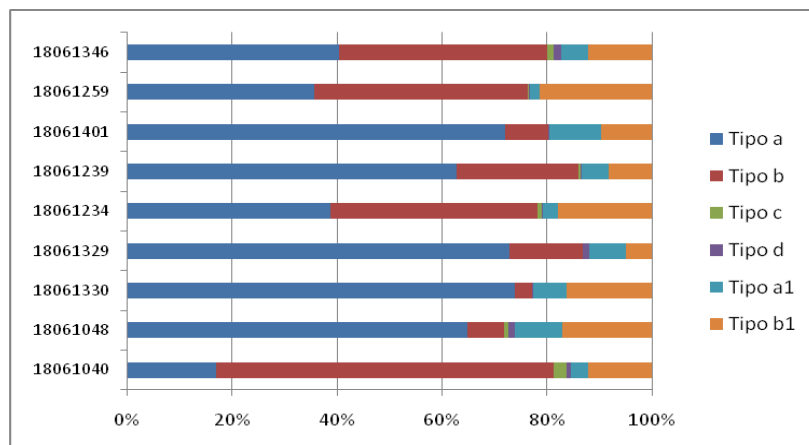
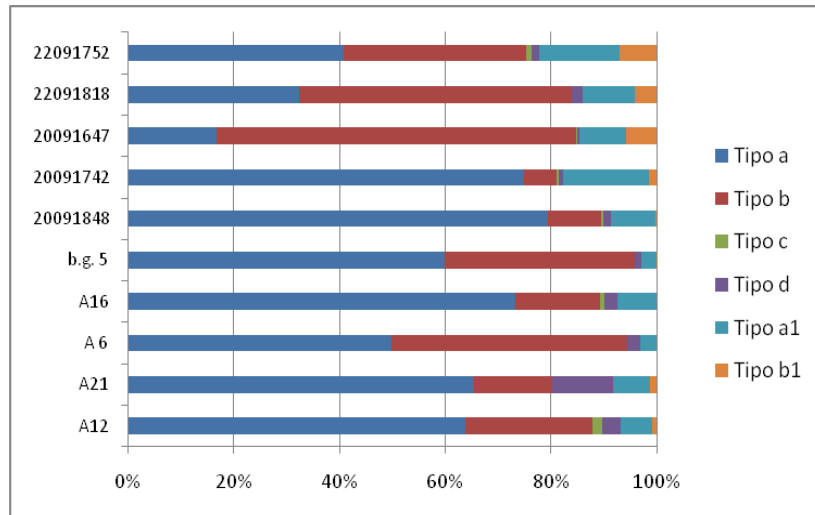
La distinzione dei frammenti al microscopio ottico è stata effettuata utilizzando criteri mineralogici e tessiturali secondo il metodo De Rosa (1999), che applica allo studio delle mode composizionali dei depositi piroclastici il criterio tessitoriale utilizzato nel metodo Gazzi-Dickinson per lo studio delle mode detritiche delle areniti. In particolare, l'approccio analitico si basa su una distinzione a stadi successivi. In ordine si distinguono: i costituenti fondamentali per la composizione modale d'insieme (frammenti juvenili e litici); poi quelli per la determinazione della composizione modale principale (riferiti alla componente juvenile) e poi i costituenti specifici per la determinazione della composizione modale delle

singole frazioni (frammenti vetrosi juvenili, cristalli, tipologie di frammenti litici).

Nei vulcani con attività persistente non è semplice definire in modo univoco il materiale juvenile, da quello litico. Pertanto, in questa tesi i criteri utilizzati per distinguere i costituenti fondamentali della cenere dell'attività ordinaria di Stromboli sono stati basati esclusivamente su caratteri tessiturali dei frammenti, in particolare di forma, colore e vescicolarità, prescindendo dalla interpretazione sulla loro origine juvenile e/o litica. Le osservazioni hanno messo in evidenza che la cenere dell'attività ordinaria di Stromboli è costituita essenzialmente da frammenti vetrosi mono componenti di due tipi: il primo tipo, di seguito denominato "tipo a", mostra delle superfici lisce e lucenti, è di colore nero, opaco, con contorni spigolosi, poco o nulla vescicolato, che talvolta presenta microfenocristalli all'interno; il secondo, denominato "tipo b", trasparente, con colori dal giallo al marroncino-rossiccio, vescicolato e con morfologie fluidali tipo "shards". I frammenti "tipo b" appaiono ben vescicolati e mostrano microfenocristalli. Rari sono i frammenti porfirici e/o vetrosi, poco o nulla vescicolati, con evidenti patine di alterazione e colore rosso-bruno, talvolta biancastri, nettamente distinguibili dai frammenti riferiti ai tipi precedenti. Questi frammenti sono stati raggruppati nella voce "tipo c". Poco abbondanti sono i frammenti di cristalli singoli, di seguito raggruppati nella voce "tipo d", di plagioclasio, pirosseno ed olivina. Le proporzioni relative delle diverse classi di frammenti sono state ottenute utilizzando una procedura di conteggio su una media di 700 particelle per campione (vedi Appendice 2). Accanto alle classi sopracitate, nel corso del conteggio ne sono state individuate e aggiunte altre due, ovvero quella dei frammenti "tipo a<sub>1</sub>" e "tipo b<sub>1</sub>", cioè quei frammenti aventi le stesse caratteristiche di forma e vescicolarità dei "tipi a" e "b", ma di colore differente. Il "tipo b<sub>1</sub>" ha la stessa forma del "tipo b" ma presenta un colore rossastro, e talvolta appare opaco. I frammenti "tipo a<sub>1</sub>" hanno invece ha delle forme più spigolose rispetto al

“tipo a”, presentano un colore grigiastro ed appaiono quasi completamente ricoperti da fasi di alterazione secondarie sulla superficie.

La proporzione relativa dei componenti principali della cenere dell’attività ordinaria a Stromboli è riportata di seguito in istogrammi di frequenza, tipo diagrammi a barre, nei quali ogni barra corrisponde ad un campione e quindi ad una singola esplosione. I risultati elaborati così, sono stati raggruppati per il periodo di campionatura ed il centro di emissione:



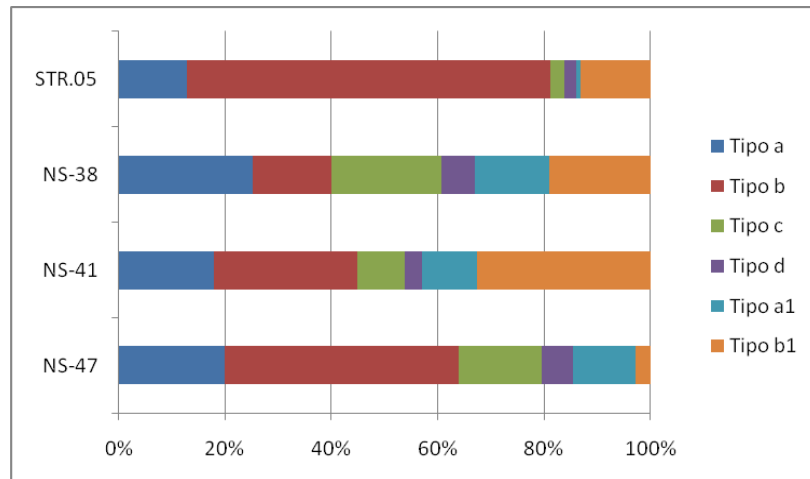


Fig. 4.1: Dall'alto verso il basso: istogrammi di frequenza per le classi di frammenti delle ceneri emesse durante Settembre 2008, Giugno 2009, Maggio-Settembre 2002.

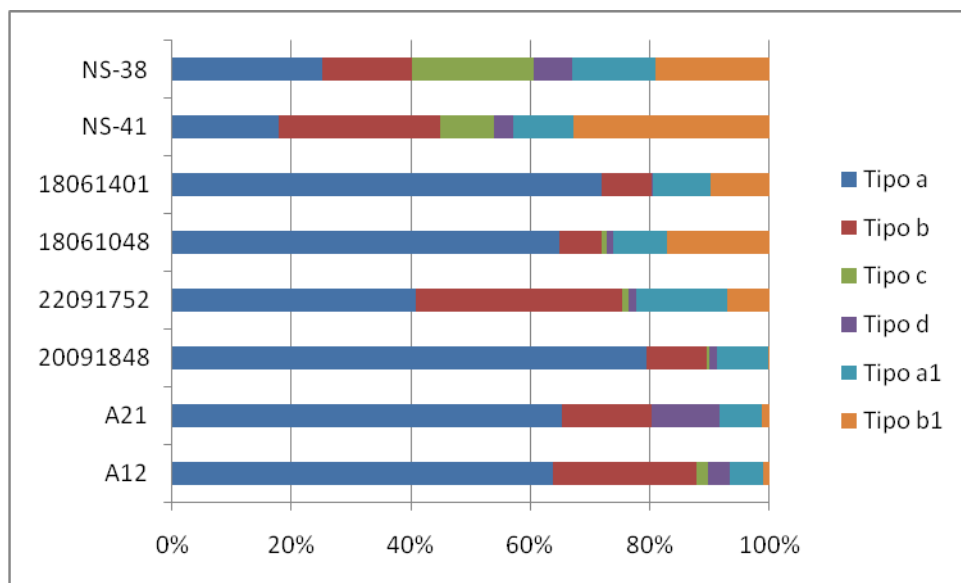


Fig. 4.2: Dall'alto verso il basso: istogrammi di frequenza per le classi di frammenti delle ceneri emesse durante Settembre 2008, Giugno 2009, Maggio-Settembre 2002, dal cratere di NE<sub>1</sub>.

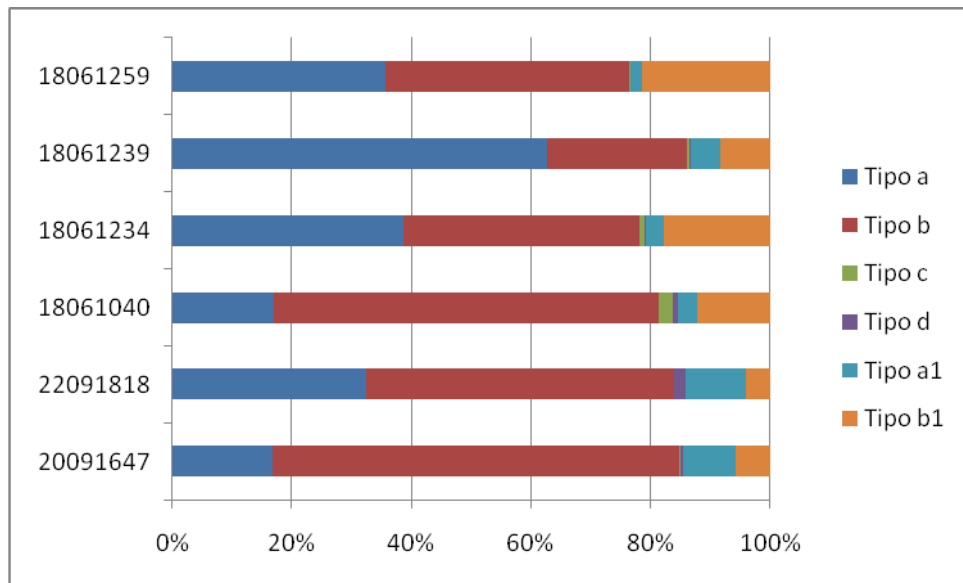


Fig. 4.3: Dall'alto verso il basso: istogrammi di frequenza per le classi di frammenti delle ceneri emesse durante Settembre 2008, Giugno 2009, dal cratere di NE<sub>2</sub>.

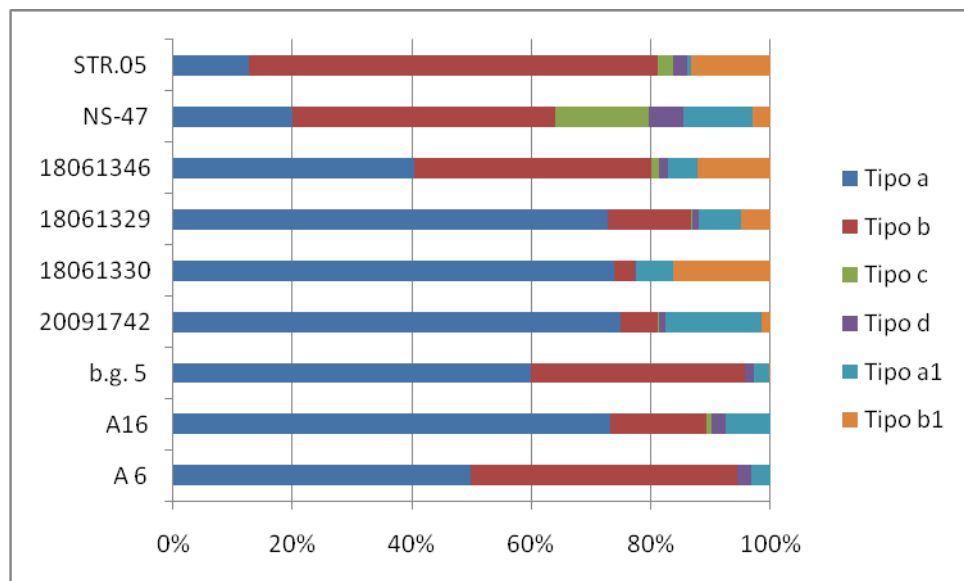


Fig. 4.4: Dall'alto verso il basso: istogrammi di frequenza per le classi di frammenti delle ceneri emesse durante Settembre 2008, Giugno 2009, Maggio-Settembre 2002, dai crateri di SO.





Fig. 4.5: Dall'alto verso il basso: istogrammi di frequenza per le classi di frammenti: "tipo a" e "tipo b", "tipo a<sub>1</sub>" e "tipo b<sub>1</sub>", e dei loro rapporti.

Le ceneri emesse durante l'attività di Settembre 2008 e quelle di Giugno 2009 sono molto simili in termini di granulometria, sempre poco eterogenea, e nei caratteri petrografici dei frammenti. Le ceneri del 2002 invece si differenziano da queste, per la dimensione delle particelle, che sono sempre mediamente più grandi, perché più ricche in frammenti apparentemente poco alterati, sebbene siano presenti diversi frammenti di tipo C, perché presentano una percentuale diversa dei singoli tipi di frammenti. I frammenti "tipo b", inoltre, mostrano morfologie da shards ben sviluppate e forme fluidali più evidenti rispetto alle ceneri delle eruzioni 2008-2009.

#### 4.1.2 Microscopio ottico

Lo studio in sezione sottile al microscopio ottico ha confermato la presenza nelle ceneri delle diverse tipologie di frammenti riconosciute nel corso dell'analisi al binoculare e ha consentito l'individuazione dei caratteri microtessiturali distintivi dei singoli tipi riconosciuti.

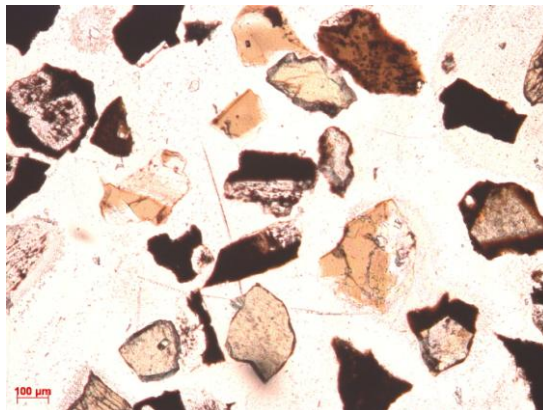


Fig. 4.6: Un campione di cenere tal quale in sezione sottile.

Il "tipo a" in sezione appare nero, con una tessitura cripto-cristallina, forme blocky e priva di vescicole. Talvolta sono presenti micro-fenocristalli di plagioclasio nella pasta di fondo. Il "tipo b" è trasparente, con colori variabili dal marroncino chiaro, al giallo fino al marrone scuro. Sono

presenti diverse vescicole rotonde e allungate, di dimensioni pressoché simili fra loro. La forma è irregolare e spesso presenta morfologie da shards. I frammenti “tipo b” hanno una pasta di fondo vetrosa con una tessitura per lo più sub-afirica. Sono presenti inoltre diversi frammenti con tessitura porfirica, contenenti micro fenocristalli di plagioclasti e pirosseni. Occasionalmente sono presenti individui di dimensioni maggiori visibili ad occhio nudo.

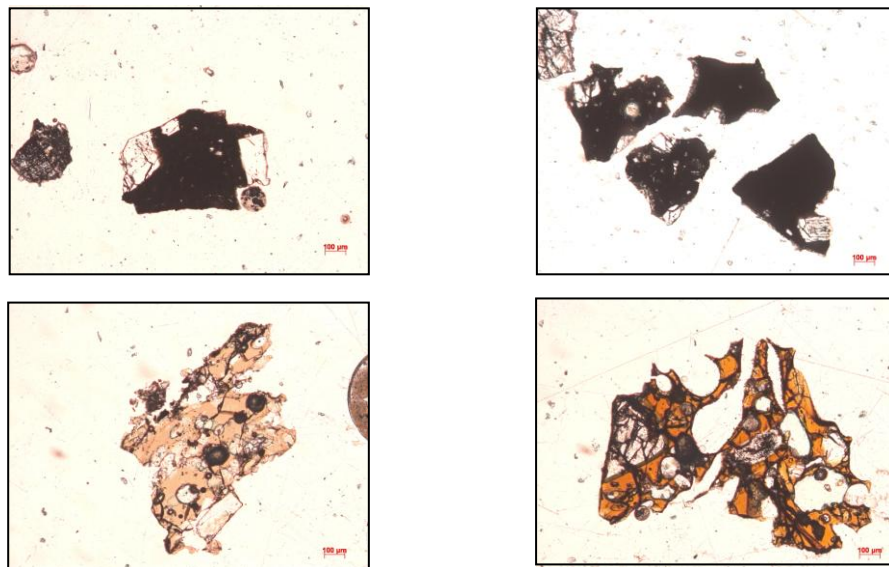


Fig. 4.7: Frammenti “tipo a” (in alto) e “tipo b” (in basso) in sezione sottile.

Nella cenere, inoltre, si notano dei frammenti che hanno caratteri intermedi tra quelli propri, finora citati, di “tipo a” e “tipo b”. Sono presenti ad esempio individui vescicolari, con morfologie da shards, di colore nerastro, oppure frammenti trasparenti, vescicolati, di colore marrone chiaro, con chiazze nerastre ai bordi e all’interno. In sezione sottile si osservano quindi delle variabilità nei caratteri del “tipo a” e “tipo b”, che sembrano piuttosto due end-members di un ampio spettro di individui con caratteri intermedi fra questi.

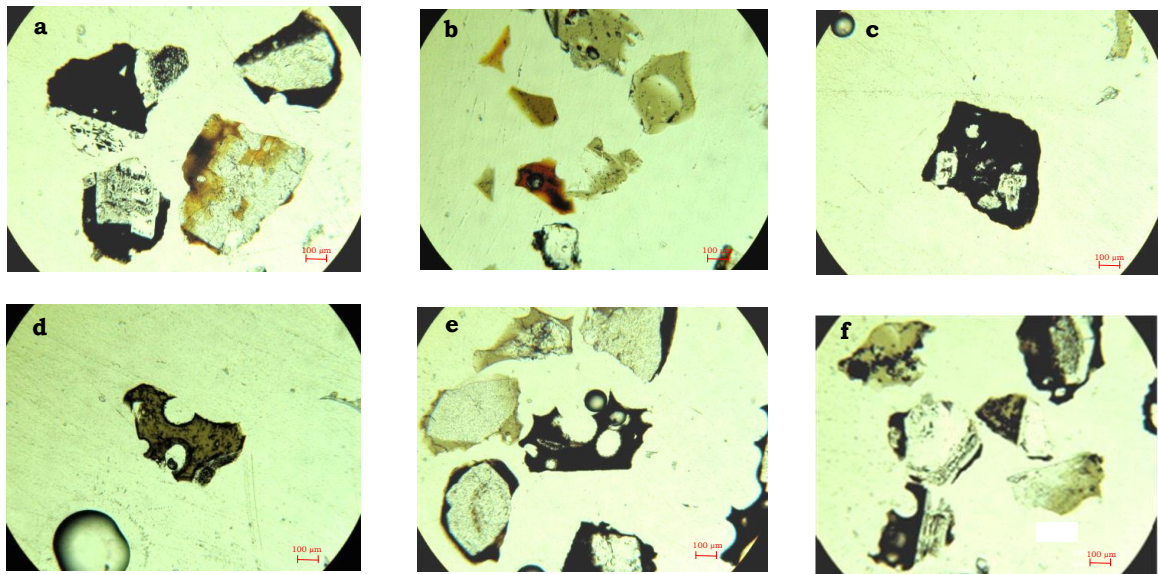


Fig. 4.8: Cenere di Settembre 2008: a) tipo a e tipo b; b) tipo b; c) tipo; d-e-f) tipo b.

I cristalli presenti nella cenere sono essenzialmente individui singoli di plagioclasti, pirosseni ed olivina che spesso però si ritrovano come microfenocristalli nella pasta di fondo dei frammenti vetrosi di “tipo a” e “b”. I cristalli di plagioclastio hanno dimensioni variabili, con abito tabulare, e risultano geminati e zonati; spesso presentano una superficie torbida e alterata e strutture tipo *sieve*.

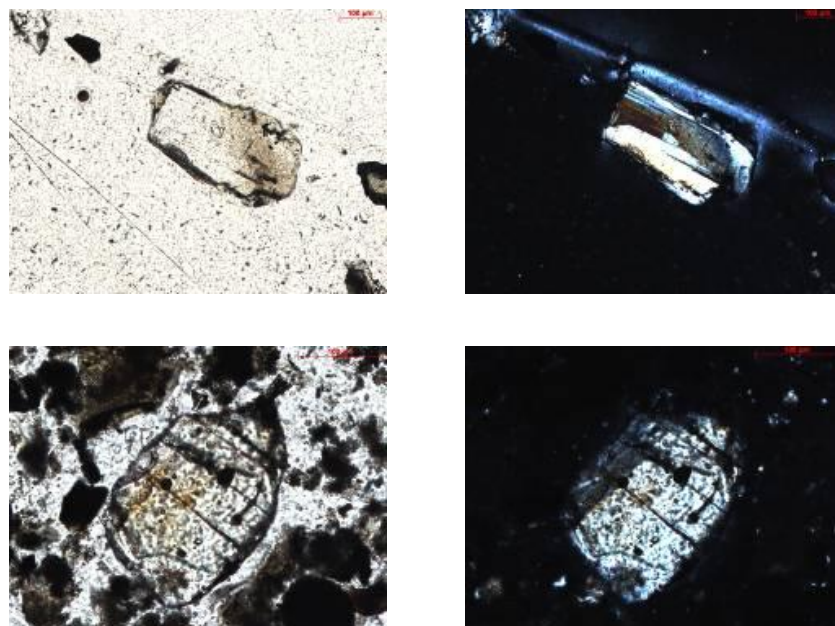


Fig. 4.9: Cristalli singoli di plagioclasti.

I pirosseni sono sia incolori che colorati sui toni del verde, presentano un abito sub-euedrale, prismatico, talvolta aciculare e sono quasi sempre zonati e geminati.

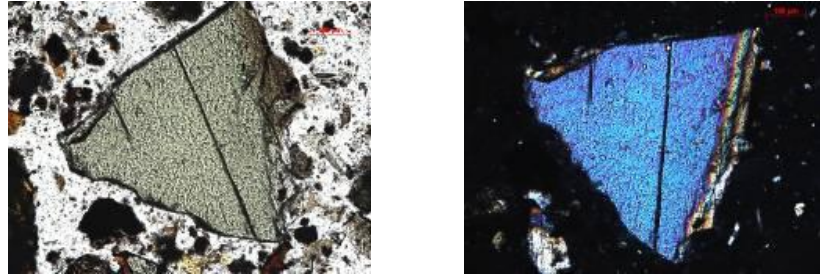


Fig. 4.10: Cristalli singoli di pirosseni.

Le olivine hanno abito tozzo; spesso sono attraversate da fratture e presentano bordi di corrosione. Molti cristalli di olivina contengono inclusioni fluide.

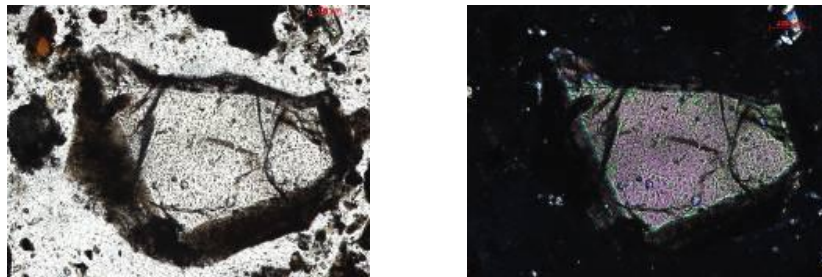


Fig. 4.11: Cristalli singoli di olivine.

I frammenti di “tipo c” appaiono opachi, con colori rossicci, in evidente stato di alterazione. Alcuni frammenti presentano struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasti e pirosseni e pasta di fondo microcristallina.

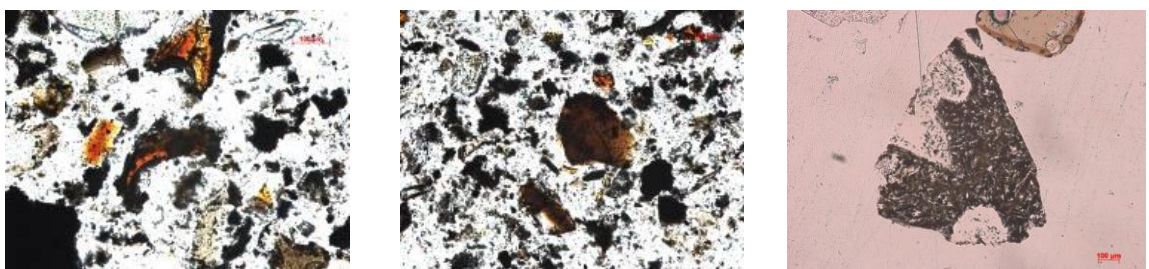


Fig. 4.12: Frammenti “tipo c” in sezione sottile.

Le analisi in sezione sottile sono state condotte sui campioni di cenere del 2008 e, oltre al campione tal quale, sono state analizzate sezioni sottili di singoli frammenti separati al microscopio binoculare. In questo modo è stato possibile individuare i caratteri distintivi delle diverse tipologie di frammenti e la loro variabilità all'interno dei diversi tipi riconosciuti. La potenzialità dell'analisi in sezione sottile inoltre risiede anche nel fatto che, una volta identificati i frammenti al binoculare, è possibile attribuire con certezza i caratteri dei diversi individui e raggrupparli in classi. I frammenti "tipo a" ad esempio, potrebbero, in base al colore, essere facilmente confusi con cristalli di pirosseno, oppure i frammenti "tipo c" con frammenti "tipo a" o "tipo b", alterati. Le immagini riportate sopra mostrano che l'analisi al microscopio ottico evidenzia la presenza di diversi frammenti con caratteri intermedi tra i due "tipo a" o "tipo b". Pertanto la definizione dei caratteri petrografici micro-tessiturali delle ceneri condotta solo al microscopio binoculare può portare a delle interpretazioni che non rispecchiano i caratteri reali degli stessi e quindi essa non può prescindere da un'analisi in sezione sottile al microscopio ottico. In sezione sottile si è notato, ad esempio, che molti frammenti con forma e colore simili a quelli del "tipo b", in realtà avevano una pasta di fondo microcristallina (fig. 7d) e che pertanto dovevano essere invece considerati frammenti "tipo a". Altri individui "tipo b" presentavano un bordo di colore più scuro, nerastro, molto spesso, probabilmente legato a fenomeni di ossidazione, e trasparenti con tessitura afirica all'interno; oppure con delle chiazze nerastre-marroni (fig. 7f). Pertanto durante l'analisi al binoculare può accadere che vengano non soltanto confusi alcuni individui, ma che, inoltre, venga sottostimata o sovrastimata la percentuale di frammenti appartenenti ad ogni singola tipologia. La quantità di frammenti "tipo c", ad esempio, è molto più alta nell'analisi in sezione sottile rispetto alle osservazioni al binoculare, così come quella dei cristalli singoli ("tipo d").

Il “tipo a” tendenzialmente mostra un aspetto opaco e nero, ma a volte tende ad assumere delle colorazioni marroni ed inoltre presenta grandi microfenocristalli in pasta di fondo e contorni curvilinei.

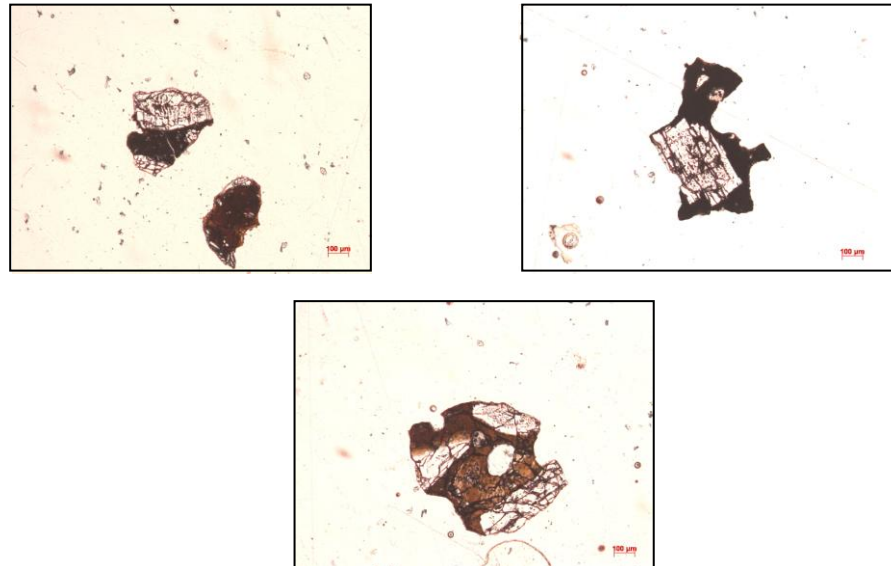


Fig. 4.13: Variazioni nei caratteri dei frammenti “tipo a” in sezione sottile.

Il “tipo b” si presenta spesso microcristallino e con colori variabili dal marroncino chiaro, al giallo, fino al marrone scuro.

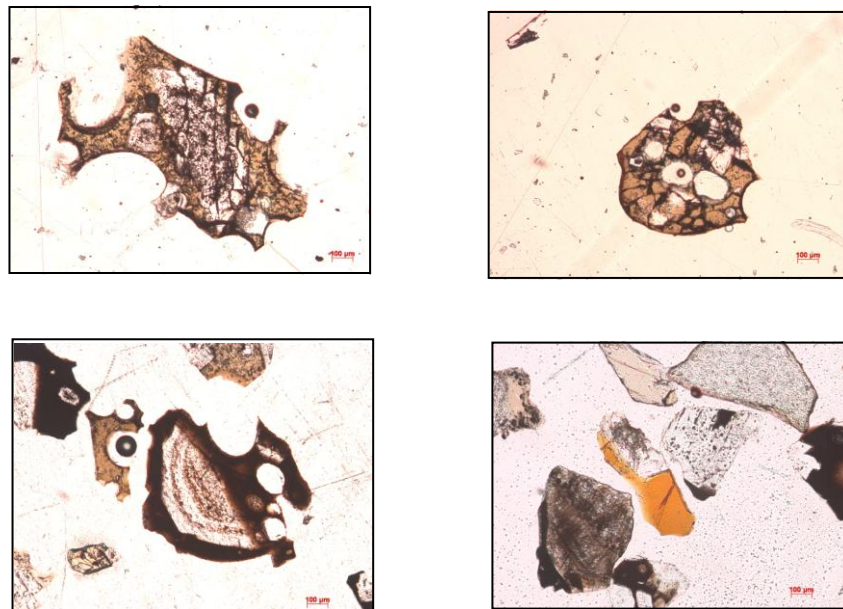


Fig. 4.14: Variazioni nei caratteri dei frammenti “tipo b” in sezione sottile.

I frammenti “tipo a<sub>1</sub>” e “tipo b<sub>1</sub>” si è visto che non sono altro che individui “tipo a” e “tipo b”, ma con bordi di alterazione molto pronunciati che tendono a ricoprire interamente le particelle di cenere. Il “tipo a<sub>1</sub>” spesso presenta una pasta di fondo molto ricca di microliti ed anche di microfenocristalli di grandi dimensioni. Il colore che questi assumono è il nero, opaco del “tipo a” ma spesso rossiccio, sia all’esterno che all’interno. In entrambi frammenti “tipo a<sub>1</sub>” e “tipo b<sub>1</sub>”, i microfenocristalli appaiono sempre molto fratturati e alterati, così come il “tipo b” con una pasta di fondo microlitica.

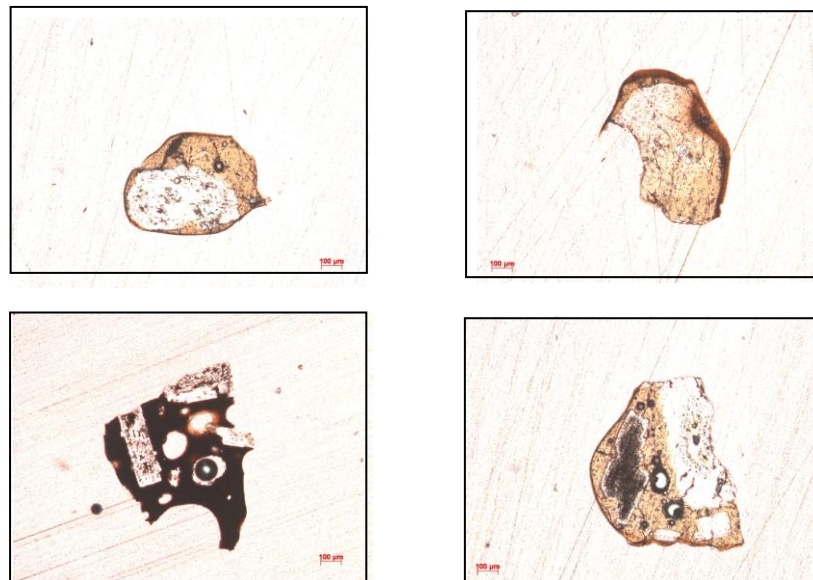
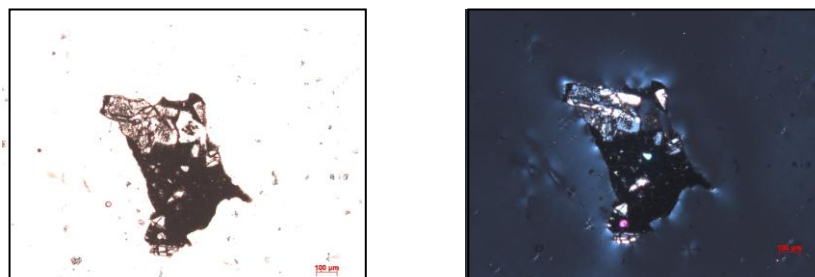


Fig. 4.15: Frammenti “tipo b<sub>1</sub>” in sezione sottile.





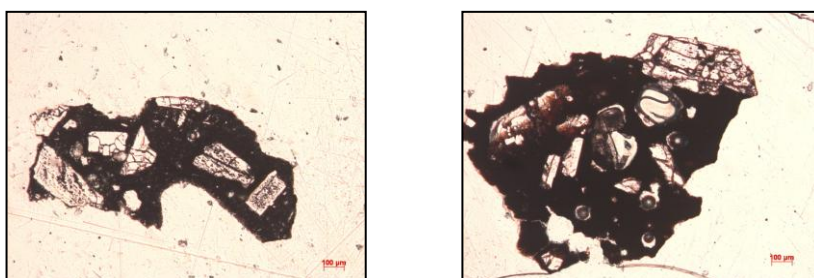


Fig. 4.16: Frammenti “tipo a<sub>1</sub>” in sezione sottile.

## 4.2 SEM

### 4.2.1 Micro-tessiture

Le ceneri emesse durante l'attività di Settembre 2008 sono state osservate al microscopio elettronico a scansione ad alti ingrandimenti (fino a 100.000 X). Le immagini acquisite in elettroni secondari (SE, *secondary electrons*) hanno rivelato informazioni sulla forma dei frammenti ("tipo a, b, a<sub>1</sub>, b<sub>1</sub>") e sui dettagli della loro superficie.

I frammenti "tipo a" appaiono sempre poco vescicolati, con contorni regolari e spesso interessati da un'intensa alterazione. Il "tipo b" invece presenta delle forme più fluidali e contorni irregolari, spesso mostrando morfologie da shards. I frammenti sono ricchi di vescicole, per lo più rotondeggianti, e sulla superficie sono presenti fasi mineralogiche di neo-formazione. Analisi EDS tipo *spot analysis* mostrano che le fasi secondarie sono costituite da solfati di Na<sub>2</sub>O, MgO e Ca<sub>2</sub>O. Sono presenti cristalli singoli di gesso (fig. 4.20b) e alite e solfati di MgO e Na<sub>2</sub>O (fig. 4.20c, d). Il gesso si presenta anche sotto forma di frammenti di patine (fig. 4.20a). L'alite si ritrova sia con forma amorfa e sia con forme euedrali e contorni ben definiti. I frammenti "tipo a<sub>1</sub>" risultano fortemente alterati, mentre quelli "tipo b<sub>1</sub>" non sono soltanto alterati, ma mostrano anche minerali di neo-formazione ben formati e anche di grandi dimensioni. Tuttavia essi sono molto simili ai frammenti "tipo a" e "b".

Di seguito vengono riportate delle immagini al SEM dei diversi tipi di frammenti di cenere e delle fasi mineralogiche di neo-formazione:

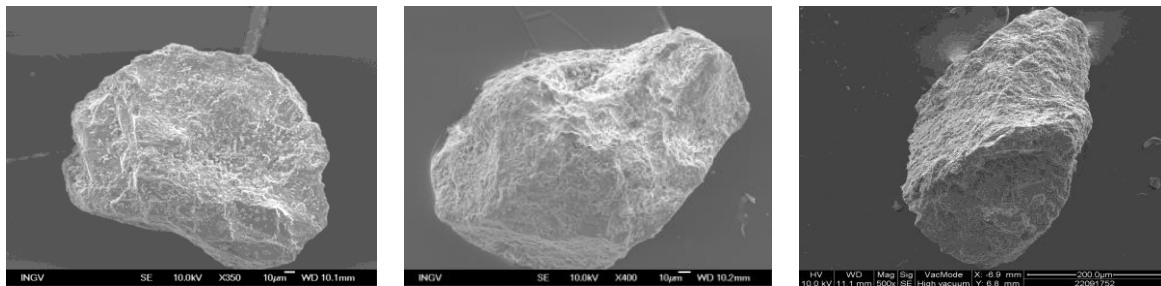


Fig. 4.17: Immagini al SEM dei frammenti "tipo a".

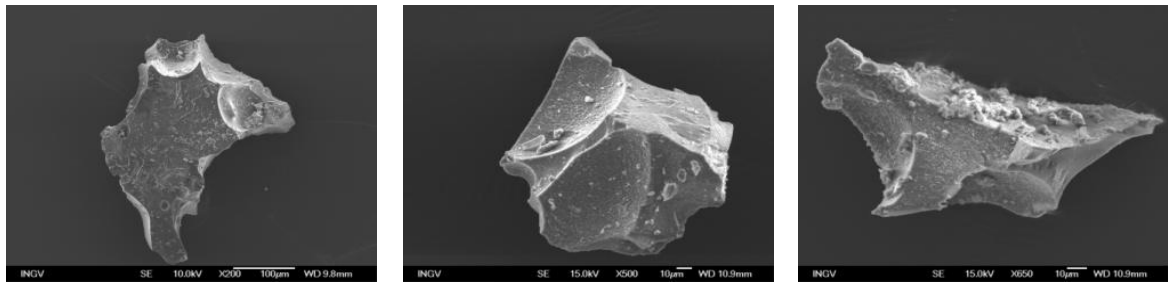


Fig. 4.18: Immagini al SEM dei frammenti “tipo b”.

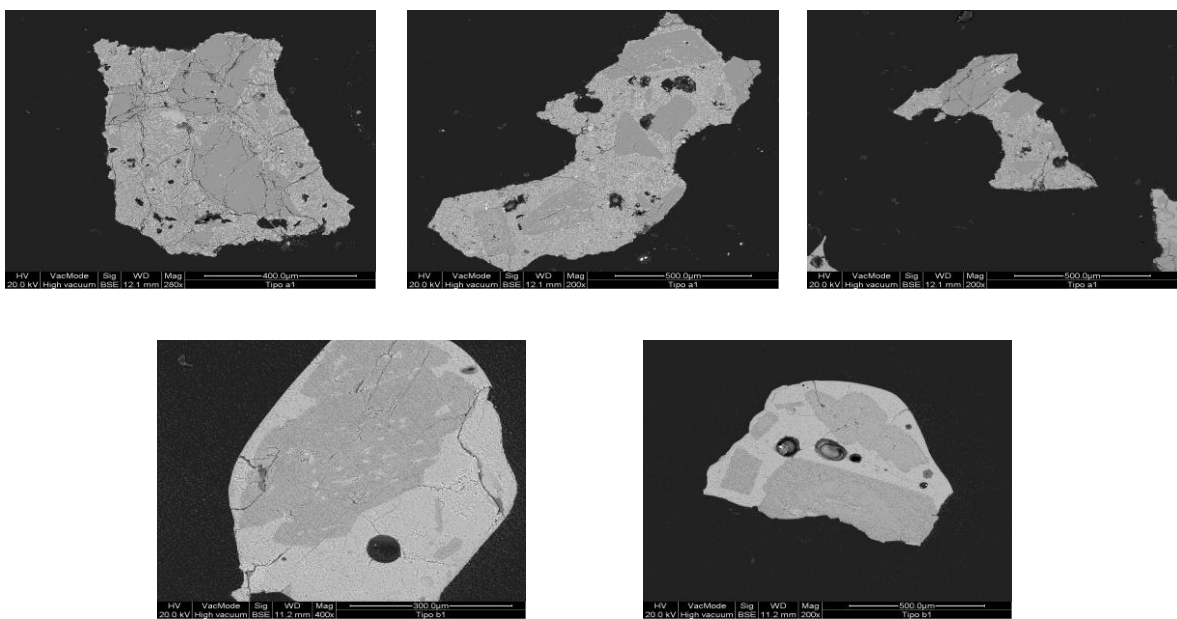
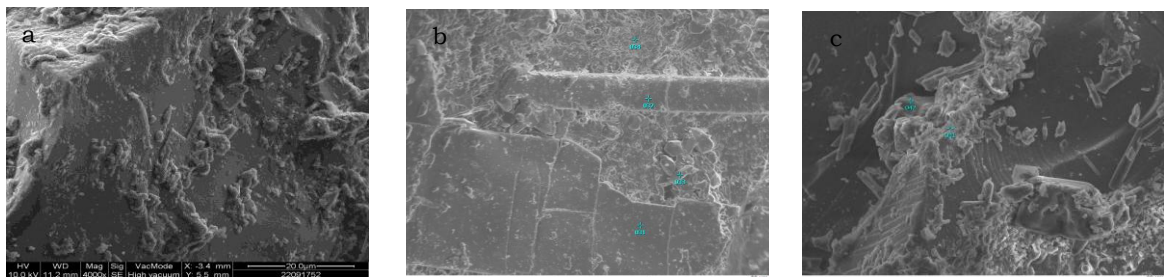


Fig. 4.19: Immagini al SEM dei frammenti “tipo a<sub>1</sub>” (sopra) e “tipo b<sub>1</sub>” (sotto) in sezione sottile.



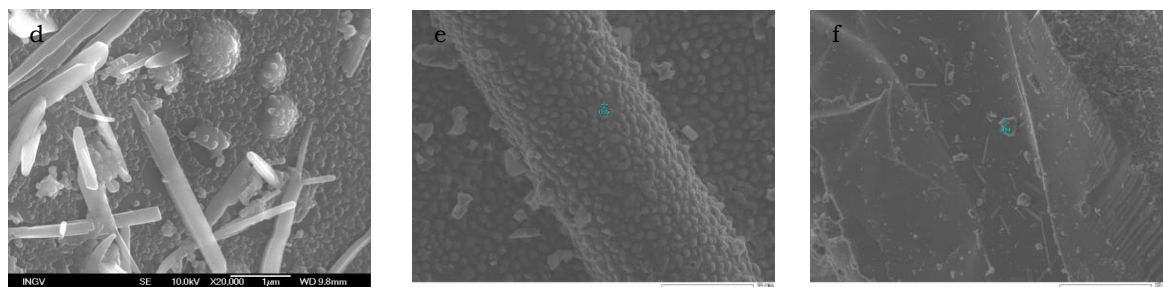


Fig. 4.20: Immagini al SEM delle fasi di neo-formazione.

#### 4.2.2 Morfoscopia

La morfologia delle ceneri dell'attività ordinaria campionate da singole esplosioni nel mese di Settembre 2008, è stata osservata al microscopio elettronico a scansione. I parametri morfoscopici delle ceneri sono stati ottenuti processando le immagini ottenute al SEM, con la metodologia proposta da Lautze et al. (sottom. a *Physics and Chemistry of the Earth*) e Cannata et al. (in prep.). Questa prevede che, per una media di 100 particelle a campione, vengano acquisite delle immagini in elettroni retro-diffusi (BSE, *back-scattered electrons*) e, per mezzo di un software dedicato: "*Analysis Station*", vengano calcolati i parametri morfoscopici (cfr. par. 3.2, cap. 3). Lo strumento fornisce i valori dell'area e perimetro del contorno di ogni particella del campione, per gli effetti di contrasto tra i colori bianco e nero, rispettivamente del frammento di cenere e dello sfondo ed, inoltre, la lunghezza massima della particella, il valore della corda, l'*Heywood's diameter*, il *Feret's diameter* e la compattezza. I parametri morfoscopici classicamente utilizzati in letteratura sono: rettangolarità, compattezza, elongazione e circolarità (Dellino & La Volpe, 1996; Riley et al., 2003; Cioni et al., 2008). In questi lavori la procedura utilizzata consiste nel proiettare il contorno della particella su un piano orizzontale, per ottenere la forma della particella. Il contorno viene poi riempito e convertito in un'immagine binaria e i parametri morfologici d'interesse vengono ottenuti con il programma *ImageJ* (Cioni et al., 2008). In questo lavoro di tesi sono stati utilizzati tre parametri morfoscopici: compattezza, *Heywood's diameter* ed elongazione. La compattezza, così come l'*Heywood's diameter*, vengono forniti direttamente dallo strumento e forniscono, rispettivamente, informazioni sul grado di rettangolarità di una particella e sulle dimensioni dei frammenti (cfr. par.3.2, cap. 3). L'elongazione è stata invece calcolata come il rapporto tra la lunghezza del segmento più lungo in un oggetto e la media intercetta perpendicolare (Dellino & La Volpe, 1996), ovvero il *Feret's diameter*.

I valori sono riportati nell'Appendice 3 (vedi CD-Rom allegato).

I parametri così ottenuti sono stati elaborati con il software di analisi dei dati e di grafica *KaleidaGraph*, in istogrammi di frequenza modificati per mezzo della funzione “*smoothing*”. Per ognuno dei tre parametri sono stati raggruppati i valori delle ceneri emesse in corrispondenza dei tre crateri attivi (cfr par. 3.1, cap. 3): le curve raggruppano i punti medi di ogni rettangolo dell’istogramma che sottoindendono a questa. Ogni curva rappresenta un campione e pertanto una singola esplosione.

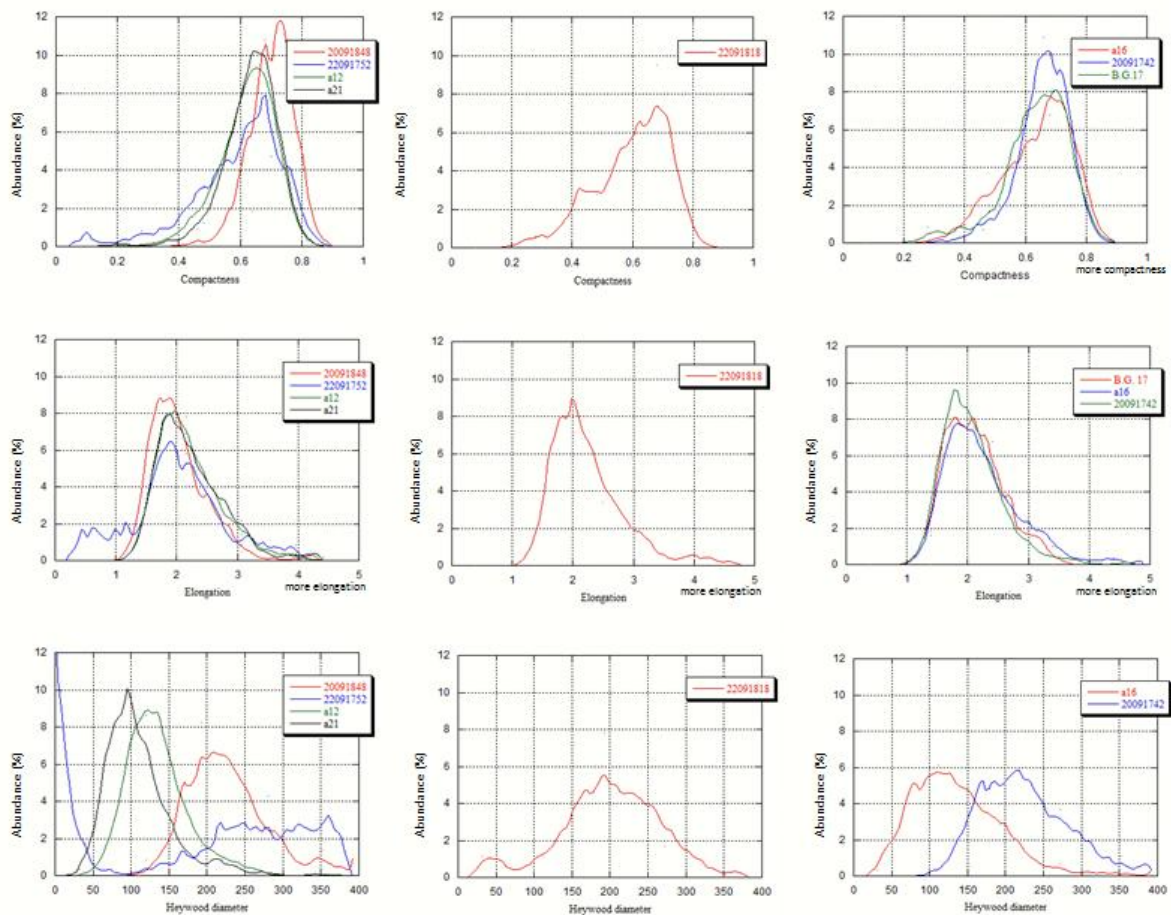


Fig. 4.21: Istogrammi di frequenza, da sinistra verso destra, delle ceneri emesse dal cratere di NE<sub>1</sub>, NE<sub>2</sub> e SO.

Si riportano inoltre gli istogrammi di frequenza dei parametri morfoscopici dei tipi di frammenti che costituiscono le ceneri (cfr. par. 4.1.1 e 4.1.2).

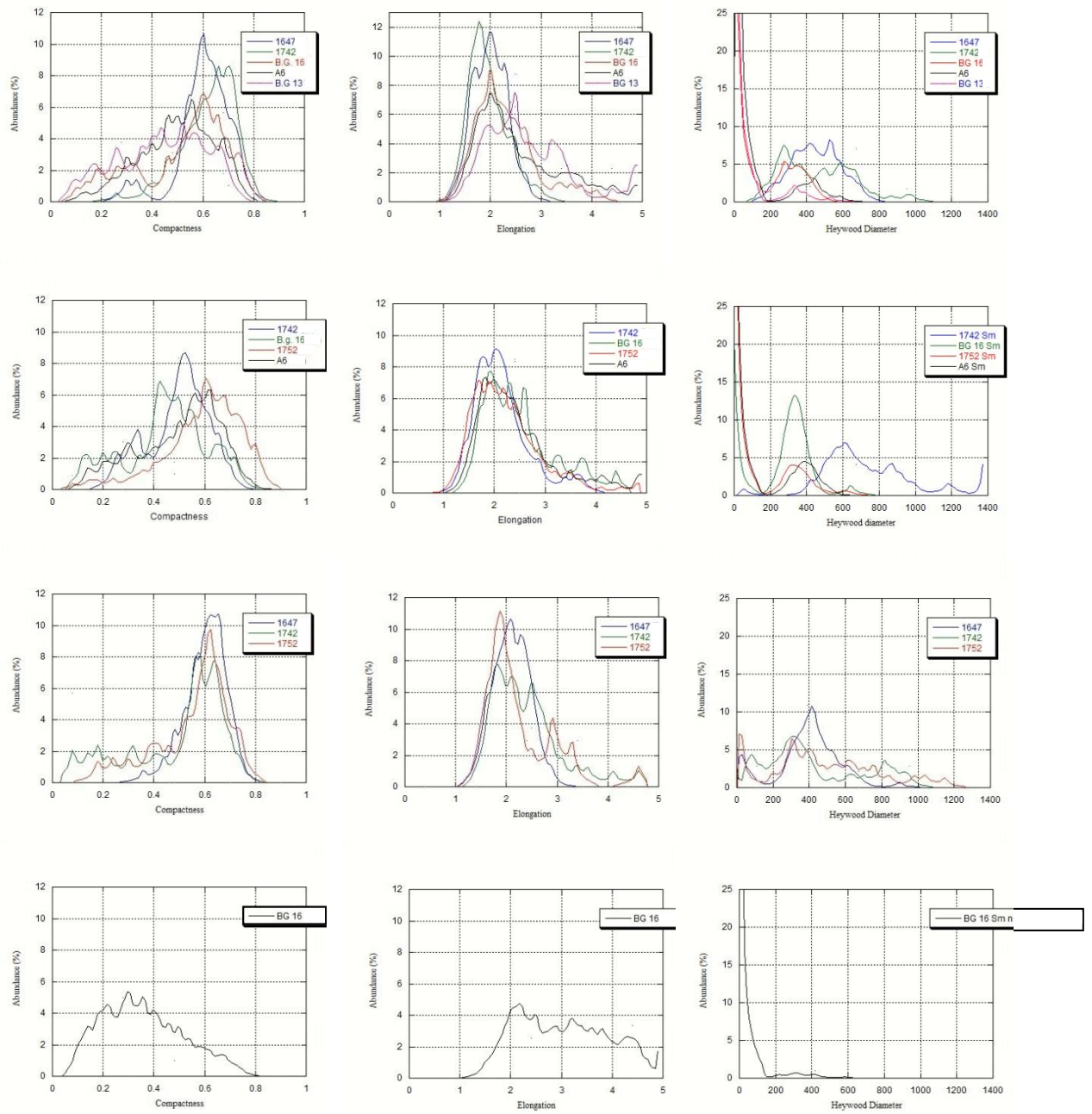


Fig. 4.22: Istogrammi di frequenza, dall'alto verso il basso, dei frammenti: “tipo a”, “tipo b”, “tipo a<sub>1</sub>” e “tipo b<sub>1</sub>”.

### 4.3 Chimica di superficie

Al microscopio elettronico è stata investigata la composizione chimica di superficie delle ceneri emesse durante il mese di Settembre 2008. Dopo aver misurato i parametri morfoscopici, le stesse particelle di cenere sono state analizzate per mezzo del sistema di micro-analisi EDS associato al SEM. Per ogni particella (per una media di circa 100 o più campione) è stata condotta una sorta di “bulk analysis” dell’intera superficie: si circonda la particella in un rettangolo all’interno del quale si effettua l’analisi chimica della superficie della particella, sulla quale possono essere presenti anche fasi di alterazione secondaria, che viene poi convertita in un’analisi chimica semi-quantitativa (cfr. par 3.2, cap.3) (Lautze et al., sottom. a *Physics and Chemistry of the Earth*; Cannata et al., in prep). Questa tecnica fornisce informazioni sulla composizione totale del vetro, sulla cristallinità e sul grado di alterazione secondaria della particella (Taddeucci et al., 2007, Lautze et al., sottom. a *Physics and Chemistry of the Earth*). Con questo tipo di analisi si ottengono informazioni preliminari sulla composizione chimica delle ceneri di un campione, nonché sul grado di alterazione delle particelle. Infatti i risultati di queste analisi possono servire come orientamento verso indagini più approfondite sia sulla natura della superficie fresca del frammento, che delle fasi minerali di alterazione secondaria presenti sulla superficie. Le osservazioni delle ceneri al SEM, infatti, hanno messo in luce la presenza di minerali di neo-formazione e di fasi di alterazione sulla superficie delle ceneri (cfr. par. 4.2.1), che ricoprono, spesso, interamente le particelle. I risultati ottenuti dalle analisi EDS, pertanto, sono stati elaborati in grafici ternari di elementi quali  $\text{Na}_2\text{O}$ , Cl,  $\text{SO}_3$ , che costituiscono i minerali di alterazione e di neo-formazione presenti sulle ceneri e che possono essere considerati discriminanti sullo stato di alterazione di queste.



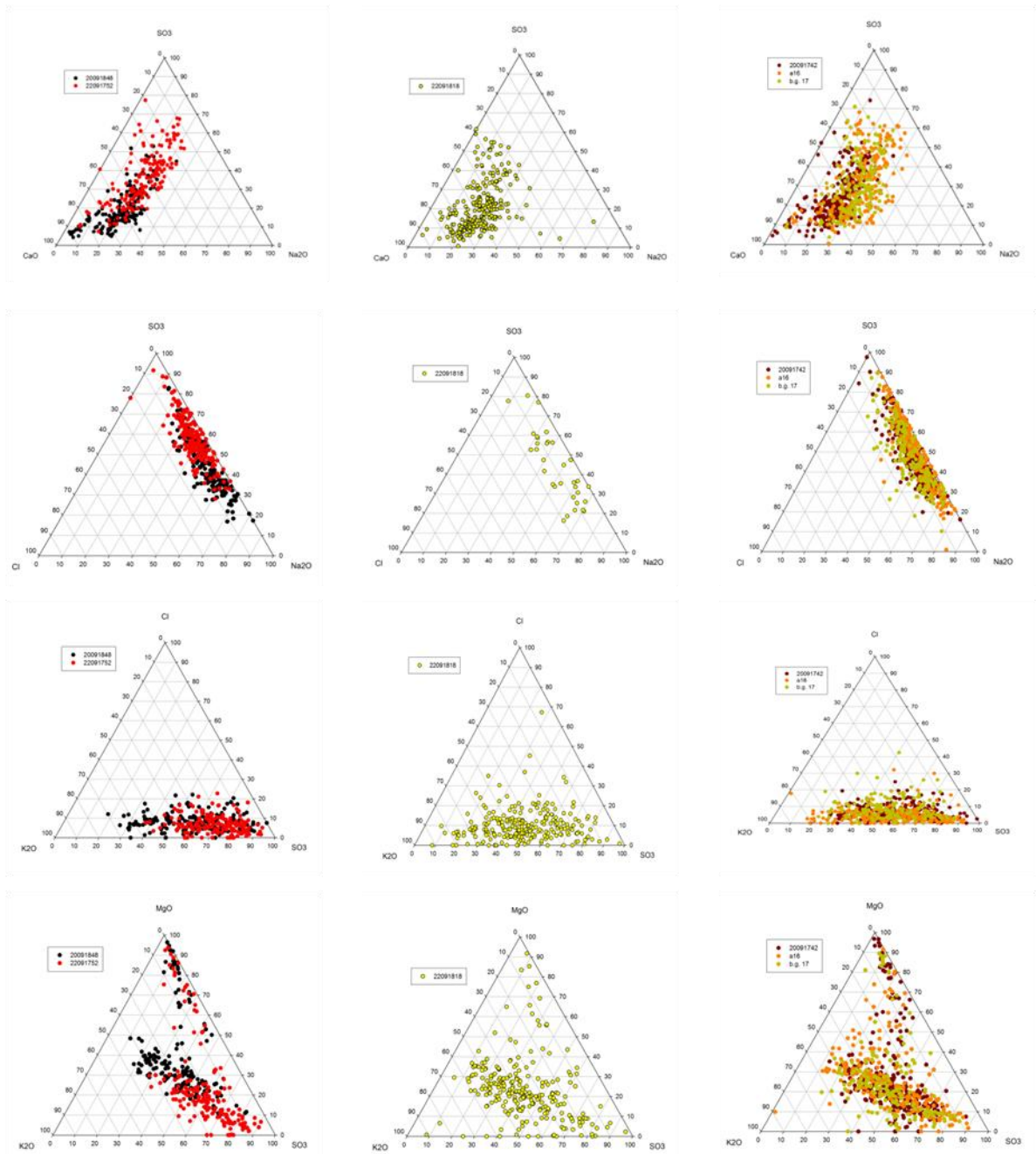


Fig. 4.23: Diagrammi ternari della chimica di superficie dei campioni di cenere tal quali.

Tipo a

Tipo b

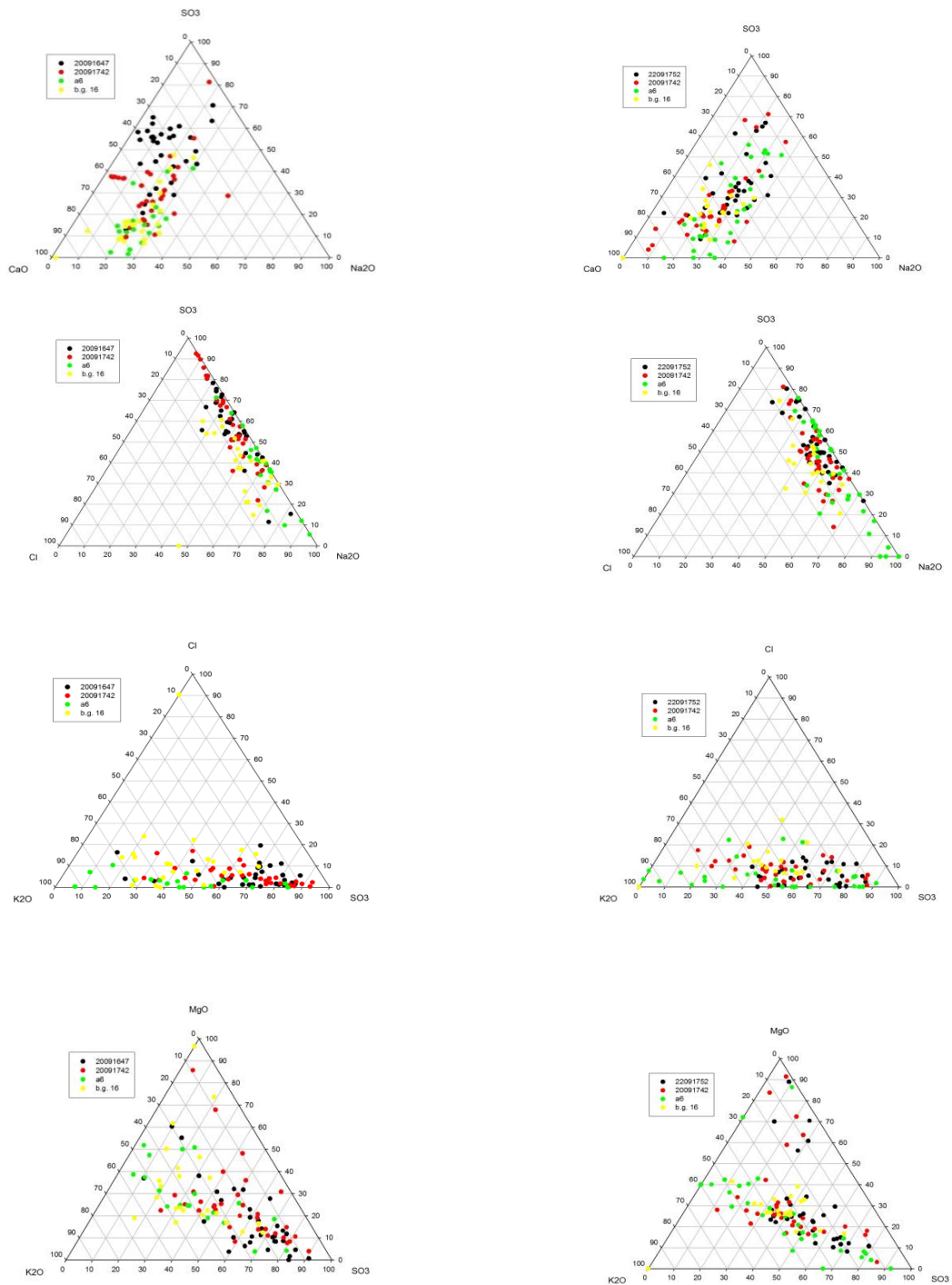


Fig. 4.24: Diagrammi ternari della chimica di superficie dei frammenti “tipo a” e “tipo b”.

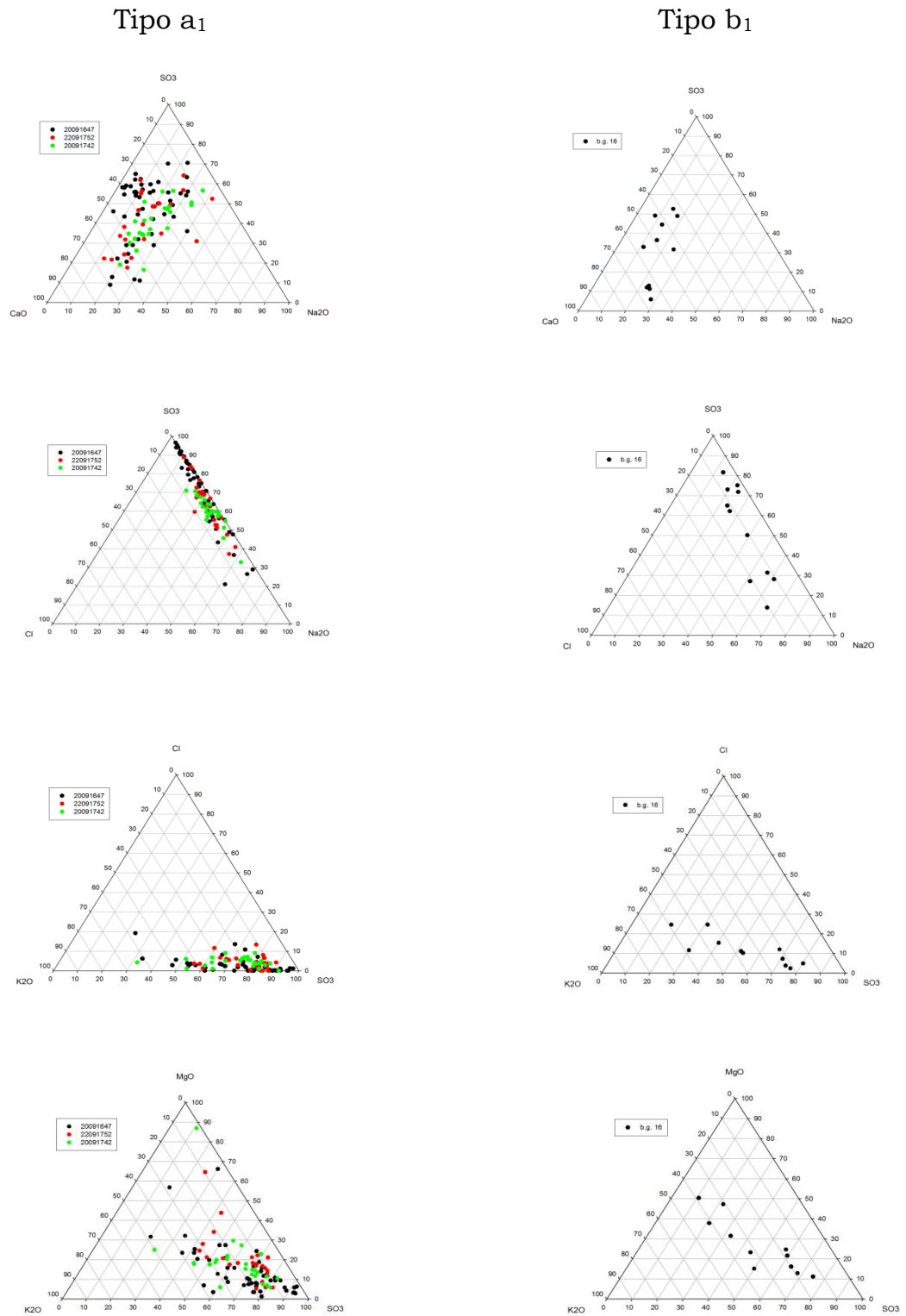


Fig. 4.25: Diagrammi ternari della chimica di superficie dei frammenti “tipo a<sub>1</sub>” e “tipo b<sub>1</sub>”.

I dati dell'analisi chimica di superficie sono riportati nell'Appendice 4 (vedi CD-Rom allegato).

#### **4.4 Applicazione di metodologie statistiche all'interpretazione dei dati composizionali (PCA)**

Al fine di verificare la variabilità nelle abbondanze dei componenti emessi dai tre gruppi di crateri, i risultati ottenuti dall'analisi dei componenti sono stati elaborati statisticamente, mediante l'analisi delle componenti principali (PCA). Questo metodo statistico permette di esaminare empiricamente le correlazioni che esistono fra più parametri. Il metodo consiste nel calcolare la matrice di correlazione e diagonalizzarla mediante il calcolo di autovalori e autovettori. In questa maniera viene individuata una base di  $N$  vettori, combinazione lineare dei parametri di partenza, che meglio descrive la popolazione in esame. Inoltre, e da qui il nome di componenti principali, permette di individuare quali sono gli autovettori più caratterizzanti per la popolazione. Questo permette di ridurre il numero di parametri necessari per descrivere un elemento della popolazione perdendo la minima informazione. L'elaborazione si effettua mediante *Excel* per ottenere la matrice di correlazione; mentre la diagonalizzazione, per ottenere gli autovalori e gli autovettori, è stata effettuata mediante il programma *Mathematica 6*.

L'analisi delle componenti principali, pertanto, è stata condotta utilizzando la matrice di correlazione, e non quella di covarianza, per dare più importanza allo scarto in percentuale, rispetto a quello assoluto, dal valor medio del numero dei frammenti delle ceneri.

Di seguito si riporta l'analisi delle componenti principali, effettuata sui campioni di cenere delle singole esplosioni dell'attività ordinaria di Settembre 2008, Giugno 2009 e Maggio e Settembre 2002.

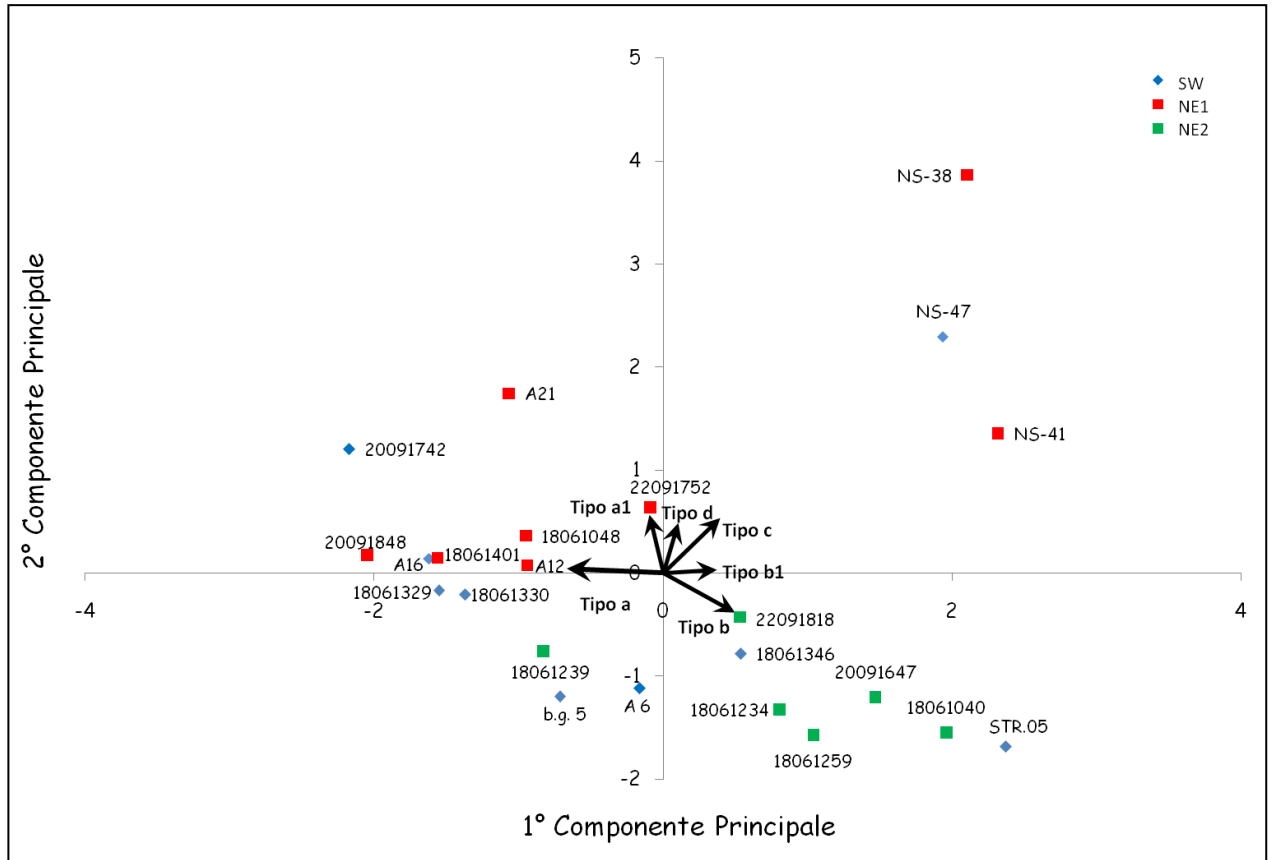


Fig. 4.26: Analisi delle componenti principali dei campioni di cenere di Settembre 2008, Giugno 2009 e Maggio e Settembre 2002: le sigle dei campioni che iniziano con i numeri 2009 e 2209 appartengono alle ceneri di Settembre 2008 (rispettivamente 20 e 22 Settembre); quelle che iniziano con 1809 appartengono alle ceneri campionate a Giugno 2009 (18 Giugno); mentre quelle che cominciano con NS e STR, appartengono rispettivamente alle ceneri di Maggio e Settembre 2002.

# Capitolo 5

## Discussione e conclusioni

---

### **5.1 Discussione**

#### **5.1.1 Petrografia e componenti**

La cenere campionata dalle singole esplosioni durante i mesi di Maggio e Settembre 2002, Settembre 2008 e di Giugno 2009, è costituita essenzialmente da due tipi di frammenti vetrosi: uno nero o marrone scuro, poco vescicolato, con contorni regolari e opaco in sezione sottile, con una pasta di fondo microcristallina, denominato “tipo a”; ed uno trasparente in sezione sottile, con colori variabili da marroncino chiaro, a giallo fino a marrone scuro, denominato “tipo b”. Quest’ultimo tipo presenta una morfologia irregolare, talvolta da shards, che deriva da setti di bolle esplose. Le vescicole sono presenti in grande quantità e hanno dimensioni simili fra loro, con forme per lo più rotondeggianti, sebbene sia presente una popolazione di vescicole più allungate. Sono presenti fenocristalli di dimensioni millimetriche di plagioclasio e nella pasta di

fondo, vetrosa, microfenocristalli di plagioclasio e pirosseno. I frammenti di entrambi i tipi, risultano spesso variabilmente alterati, pur conservando gli caratteri morfologici e tessiturali tali da poterli distinguere. L'abbondanza di frammenti alterati nella cenere è tale da aver portato all'introduzione di due classi aggiuntive di frammenti vetrosi ("tipo a<sub>1</sub>" e "b<sub>1</sub>", cfr. par. 4.1.1, cap. 4) che, pur rappresentando lo stesso tipo di frammento, ne evidenziano un diverso stato di alterazione. In sezione sottile il "tipo a<sub>1</sub>" ha gli stessi caratteri del "tipo a", ma assume un colore rossiccio, sia all'interno che all'esterno, e sono presenti microfenocristalli di plagioclasio e pirosseno in una pasta di fondo microcristallina, simile a quella del "tipo a".

Il "tipo b<sub>1</sub>" ha gli stessi caratteri morfologici e tessiturali del "tipo b", ma è caratterizzato da un bordo di alterazione molto spesso, colori più scuri, e talvolta una pasta di fondo microcristallina.

Accanto a questi due tipi di frammenti la cenere dell'attività ordinaria di Stromboli è costituita anche da una popolazione di individui di colore variabile dal rossiccio, al grigio, talvolta biancastro, con contorni regolari e spigolosi e privi di vescicole (frammenti "tipo c"). I caratteri tessiturali e strutturali e il forte grado di alterazione di questi frammenti suggeriscono una origine litica degli stessi, ovvero rappresentano frammenti di lave o di scorie/pomici che ricoprono il cratere o che sono ricadute ("riciclate") all'interno e successivamente sono state frammentate durante l'eruzione. Nella cenere sono presenti anche cristalli singoli di plagioclasio, pirosseni ed olivine.

I frammenti "tipo b" prevalgono nelle ceneri emesse dalle singole esplosioni del cratere di NE<sub>2</sub> (cfr. fig. 3.2, par. 3.1, cap. 3), per i campioni di Settembre 2008 e Giugno 2009. Tale corrispondenza non è tuttavia osservabile per le ceneri campionate a Maggio e a Settembre dell'anno 2002, per le quali, al contrario, i frammenti "tipo b" prevalgono per le ceneri emesse nei crateri di sud-ovest. Le ceneri del 2002, inoltre, mostrano una più ampia variabilità nelle proporzioni dei componenti. Queste, ad esempio, hanno un contenuto più elevato in frammenti "tipo

c”, che si mantiene sempre molto basso nelle ceneri dell’attività ordinaria del 2008 e del 2009. Confrontando i caratteri tessiturali dei frammenti “tipo b” con quelli che negli studi precedenti sull’esplosività basaltica, vengono definiti con il nome di “sideromelano” (Heiken & Wolhert, 1985; Taddeucci et al., 2002; 2004a; Andronico 2009 a, b; Report INGV), si è notato che esistono molte somiglianze con quest’ultimo. Se si considera il “tipo b” come un frammento di sideromelano, la sua abbondanza nelle ceneri emesse dai crateri di NE<sub>2</sub> a Settembre 2008 e Giugno 2009 può essere legata alle dinamiche eruttive a livello superficiale del condotto: il cratere di NE<sub>2</sub>, durante i periodi di campionatura, eruttava meno frequentemente rispetto a quello di NE<sub>1</sub> e a quelli di sud-ovest, ed, inoltre, anche lo stile eruttivo lo differenziava dagli altri. Infatti, mentre i crateri di sud-ovest emettevano prevalentemente plume di cenere e quello di NE<sub>1</sub> jet gassosi, con emissione di balistici, il cratere di NE<sub>2</sub> era l’unico che mostrava una classica attività stromboliana. Nei mesi di Maggio e Settembre del 2002, l’attività ai crateri era, invece, opposta a quella del 2008 e del 2009, ovvero i crateri di sud-ovest mostravano un’attività stromboliana classica (“Tipo 1”, da Patrick et al., 2007), mentre quelli di nord-est producevano prevalentemente plume di cenere (“Tipo 2a-b”, da Patrick et al., 2007). In questo periodo, anche la configurazione craterica non era esattamente la stessa degli anni 2008 e 2009, a seguito dei cambiamenti morfologici che la terrazza craterica ha subito dopo le esplosioni violente e gli eventi parossistici tra Dicembre 2002 e Marzo 2007.

I frammenti “a<sub>1</sub>” e “b<sub>1</sub>” sono presenti in grandi quantità nelle ceneri. Le ceneri campionate dalle singole esplosioni di Giugno 2009 e, genericamente, quelle di Maggio e Settembre 2002, mostrano una maggiore quantità dei frammenti “tipo a” e “b” rispetto ad “a<sub>1</sub>” e “b<sub>1</sub>”, mentre quelle di Settembre 2008, sono più ricche di frammenti “a<sub>1</sub>” e “b<sub>1</sub>”, rispetto alle ceneri campionate negli altri due periodi. Le ceneri emesse nei primi giorni del mese (cfr. Appendice 1) risultano quelle con l’arricchimento maggiore in questo tipo di frammenti. Esiste quindi una



variabilità nel rapporto fra “tipo a<sub>1</sub>” e “b<sub>1</sub>” per le ceneri campionate in giorni diversi e in mesi diversi. I frammenti “tipo a<sub>1</sub>” e “b<sub>1</sub>” sono costituiti da frammenti “tipo a” e “b”, variabilmente alterati. I caratteri tessiturali fanno pensare che la loro origine sia legata allo stazionamento dei frammenti di cenere (“a” e “b”) in prossimità del carapace di magma, che si forma tra un’esplosione e l’altra. Pertanto i clasti possono essere soggetti alle condizioni climatiche al contorno, un fenomeno, questo, che spiegherebbe così anche la variabilità nella proporzione dei due frammenti per i diversi periodi di campionatura (vedi par. 5.1.2). I frammenti di “tipo d” sono costituiti, in ordine di abbondanza decrescente, da cristalli singoli di plagioclasio, pirosseni ed olivine. I cristalli presentano sempre un abito euedrale, o sub-euedrale, e risultano geminati e zonati, con strutture tipo sieve. Molto spesso essi presentano una superficie torbida, bordi alterati e sono interessati da un’intensa fatturazione. Questa popolazione di frammenti risulta quella meno rappresentata nella cenere; i cristalli raramente si trovano isolati, molto più frequentemente, essi, infatti, si ritrovano come microfenocristalli nella pasta di fondo dei frammenti vetrosi di “tipo a” e “b”.

### **5.1.2 Analisi delle componenti principali (PCA)**

L’analisi delle componenti principali mostra una prevalenza dei frammenti “tipo b” per i campioni di cenere emessi del cratere NE<sub>2</sub> a Settembre 2008 e Giugno 2009. Per i campioni di cenere emessi dal cratere NE<sub>1</sub>, invece, prevale il numero di frammenti di “tipo a” e “tipo a<sub>1</sub>”; mentre per quelli di ceneri dei crateri di sud-ovest (SW), la distribuzione dei frammenti è più eterogenea.

Nei campioni di cenere di Maggio 2002 si osserva una prevalenza dei frammenti di “tipo c”, che invece, come risulta anche dall’analisi dei componenti (fig. 4.1), sono sempre poco abbondanti nelle ceneri emesse a Settembre 2008 e Giugno 2009.

I frammenti “tipo d” non sono discriminanti per nessun campione di cenere dei tre periodi di attività.

E’ da evidenziare come l’abbondanza del “tipo b” prevale anche in quei campioni di cenere, campionati a Settembre 2002, emessi dai crateri di sud-ovest, che durante il periodo di campionatura mostravano un’attività di “Tipo 1” (Patrick et al., 2007), simile a quella del cratere di NE<sub>2</sub> a Settembre 2008 e a Giugno 2009.

### 5.1.3 Morfoscopia e chimica di superficie

La morfologia delle ceneri campionate dalle singole esplosioni dell’attività ordinaria di Settembre del 2008 non mostra una variabilità evidente. Essa, anzi, appare omogenea per le ceneri campionate dai tre gruppi di crateri. Una leggera differenza nei parametri morfoscopici si osserva per i diversi tipi di frammenti. Il “tipo b” è sempre quello più irregolare e pertanto mostra valori della compattezza (*compactness*) eterogenei e relativamente più bassi. Anche la granulometria dei clasti “tipo b” (*Heywood’s diameter*) risulta piuttosto variabile. Il “tipo a<sub>1</sub>” è più regolare del “tipo a”, come era già evidente dalle osservazioni petrografiche al microscopio binoculare: i campioni di cenere mostrano tutti valori medi del parametro di compattezza simili e concentrati verso un unico valore, che è leggermente più alto rispetto a quello del “tipo a”. Lo stesso avviene per il parametro dimensionale (*Heywood’s diameter*): i clasti, seppure ricoprono un intervallo più ampio di valori, si mantengono intorno ad unico valore medio, contrariamente ai frammenti “tipo a”. Il “tipo b<sub>1</sub>” del campione a disposizione ha mostrato pure una più ampia eterogeneità nei valori di compattezza (*compactness*) e di quelli dimensionali (*Heywood’s diameter*) rispetto al “tipo b”. Una tale eterogeneità potrebbe essere legata alla presenza di un’alterazione spinta sui frammenti “tipo a”, che ricopre come una patina i frammenti “a” e “b”, da cui hanno origine i clasti “tipo a<sub>1</sub>” e “b<sub>1</sub>”. L’alterazione tende ad accentuare le irregolarità dei contorni

delle particelle “tipo b”, legate alla vescicolazione e, nel caso del “tipo a”, invece, a seguire i contorni regolari che caratterizzano le particelle.

L'elaborazione delle analisi chimiche condotte sulle stesse ceneri ha fornito informazioni importanti sul loro grado di alterazione. Da queste analisi è emerso che anche nelle nubi eruttive dell'attività ordinaria di Stromboli può avvenire la precipitazione delle fasi volatili, in esse presenti, sulla superficie delle ceneri. Già dalle osservazioni di dettaglio condotte al SEM è stata rinvenuta la presenza di diverse fasi di neo-formazione sulla superficie dei frammenti: cristalli di gesso, alite e solfati di MgO e Na<sub>2</sub>O. Le analisi sulla composizione chimica globale delle particelle e la successiva elaborazione in diagrammi ternari, utilizzando elementi caratteristici dell'alterazione idrotermale, ha confermato l'ingente abbondanza di fasi secondarie di neo-formazione sulla superficie delle ceneri.

In generale non si osserva una variabilità netta nell'alterazione e/o la quantità di fasi mineralogiche secondarie fra le ceneri emesse dai tre gruppi di crateri campionati. Quello che si nota, è piuttosto una notevole variazione della quantità di SO<sub>3</sub>: in tutti i diagrammi si osserva sempre un incremento nella variazione della quantità di SO<sub>3</sub>, che in molti casi va dal 10 al 100%. Lo SO<sub>3</sub> tuttavia è anche l'unico ossido legato strettamente ai fenomeni di alterazione, rispetto agli altri elementi. Pertanto sulla superficie delle ceneri precipitano essenzialmente fasi contenenti SO<sub>3</sub>.

Per quanto riguarda gli altri elementi si nota una notevole differenza per i diagrammi che evidenziano il rapporto MgO/K<sub>2</sub>O. Compare, cioè, una popolazione a basso contenuto in K<sub>2</sub>O. Lo SO<sub>3</sub> è sempre l'elemento discriminante; anche nei diagrammi ternari degli elementi MgO, K<sub>2</sub>O, SO<sub>3</sub>, infatti, si vede che, a parità del rapporto MgO/K<sub>2</sub>O, i punti si distribuiscono lungo un trend che varia sempre in funzione dello SO<sub>3</sub>.

Se si considerano le ceneri emesse dai diversi crateri, si nota che non c'è una correlazione tra l'alterazione e lo stile esplosivo, così come fra l'alterazione e i tipi di frammenti considerati. L'alterazione quindi non è una funzione del substrato su cui aderisce, ovvero del tipo di frammento interessato.

Dall'elaborazione dei dati sulle analisi chimiche delle ceneri è risultato inoltre che esiste una variabilità per le ceneri emesse in giorni diversi. Uno dei fattori, infatti, che determina l'assorbimento dei volatili sulla superficie delle ceneri sono le condizioni atmosferiche al contorno: il vento fa sì che vengano mobilizzate maggiormente le particelle fini, che rappresentano i materiali su cui i gas aderiscono meglio; mentre l'umidità promuove la formazione di un film acquoso sulle ceneri che facilita l'assorbimento dei volatili. Così la presenza delle nuvole intorno ai crateri crea un *coating* di acqua, che favorisce l'assorbimento (Witham et al., 2005). Le ceneri che mostrano una maggiore concentrazione di SO<sub>3</sub>, ed anche di variabilità di questo elemento, sono proprio quelle campionate durante una giornata nuvolosa e ventosa, in cui il tasso di umidità era molto elevato (22 Settembre 2008).

I risultati ottenuti dall'analisi chimica mostrano quindi che anche nelle nubi eruttive dell'attività ordinaria di Stromboli, si forma un aerosol di sali di solfati e di alite. Secondo Oskarsson (1980), l'assorbimento di volatili da parte delle ceneri all'interno della plume avviene in tre zone a differente temperatura: la prima è quella nota come "salt formation zone", ovvero il nucleo interno della plume, dove le ceneri assorbono aerosol di sali di solfati e di alite formati a temperature vicine a quelle magmatiche; la seconda: "surface adsorption zone", è quella in cui i gas alogeni reagiscono direttamente con la superficie delle ceneri a temperature inferiori a 700 °C. La terza è detta "condensation zone" ed è caratterizzata dalla formazione di acidi solforico ed alogenuro a temperature inferiori a 338 °C, che hanno la capacità di venire assorbiti sulla superficie delle ceneri. Ognuno dei tre processi contribuisce alla presenza di alte concentrazioni di SO<sub>3</sub>, Cl e F sulla superficie delle ceneri.

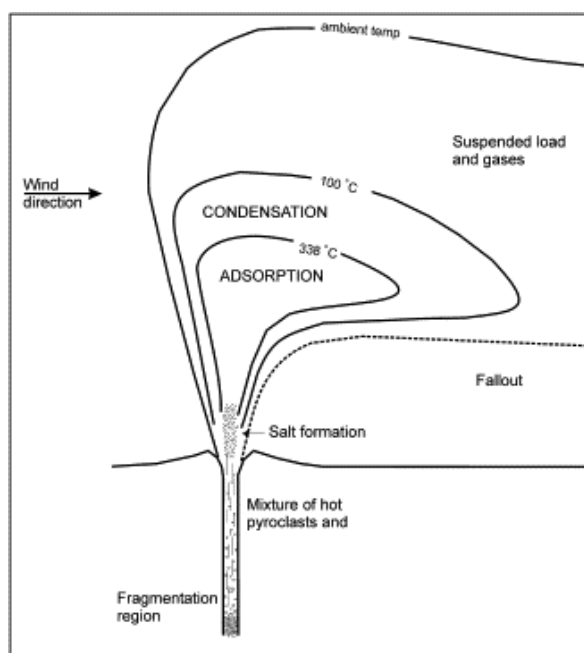


Fig. 5.1: Stratificazione della capacità di assorbimento dei volatili in una colonna eruttiva (da Witham et al., 2005).

Tuttavia questa definizione prevede che una tale stratificazione della capacità di assorbimento delle specie volatili sulle particelle di cenere, avvenga nelle nubi eruttive che presentano un'anatomia completa, quale può essere quella che si verifica nelle eruzioni pliniane e sub-pliniane. Durante l'attività ordinaria a Stromboli, non si ha mai un'anatomia completa della colonna eruttiva. Sia nelle eruzioni "Tipo 2", ovvero plume di cenere (Patrick et al., 2007), che in quelle "Tipo 1" (stromboliane classiche), l'unica zona che si viene a formare è la cosiddetta "salt formation zone". Proprio in questa zona avviene l'assorbimento dei cristalli di gesso e alite e dei solfati di MgO e Na<sub>2</sub>O, che si ritrovano sulle ceneri dell'attività ordinaria di Stromboli del mese di Settembre 2008. Infine un'altra osservazione che si deduce dall'elaborazione delle analisi sulla composizione chimica superficiale delle ceneri analizzate è che esiste un variabilità all'interno dei campioni emessi per un dato cratere, dei tre gruppi attivi nei periodi di campionatura. Per i crateri di NE, infatti, la variabilità fra i campioni è molto più accentuata, rispetto agli altri due,

che, invece, nei crateri di sud-ovest non si osserva. Una probabile spiegazione può essere legata allo stile esplosivo: i crateri di sud-ovest, infatti, emettevano sempre plume di cenere (Tipo 2a-b). Quello che accade è che, probabilmente, all'interno della plume i gas si omogeneizzano di più rispetto a quanto accade in un' eruzione stromboliana classica (Tipo1).

## 5.2 Conclusioni

In questo lavoro di tesi sono stati investigati in dettaglio i caratteri tessiturali, morfologici e composizionali delle ceneri emesse durante l'attività ordinaria a Stromboli. Il lavoro ha fornito una conoscenza dettagliata del tipo di frammenti che vengono emessi durante l'attività ordinaria di un vulcano basaltico, come Stromboli, e ha proposto una nuova nomenclatura utilizzando termini generici, rispetto a quelli presenti in letteratura, e privi di un'interpretazione a priori sull'origine del materiale emesso.

Per questo studio è stato condotto un approccio micro-tessiturale, procedendo a *step*: da osservazioni preliminari al microscopio binoculare su una media di 700 particelle a campione, si è proseguito con l'osservazione delle tessiture in sezione sottile al microscopio ottico e con osservazioni di dettaglio della superficie in tre dimensioni al SEM, con cui sono stati misurati i parametri morfoscopici delle ceneri (in media 500 a campione) e la loro composizione chimica di superficie.

Dalle analisi petrografiche è risultato che le ceneri sono costituite da due tipi principali di frammenti: uno opaco, nero o marrone scuro, poco vescicolato, con contorni regolari e con una pasta di fondo microcristallina; ed uno trasparente, con colori variabili da marroncino chiaro, a giallo fino a marrone scuro, con pasta di fondo tendenzialmente sub-afirica in cui sono presenti microfenocristalli di plagioclasio. Questi si è visto che in realtà rappresentano solo due end-members di un ampio spettro di individui con caratteri intermedi fra i due.

Le analisi morfologiche e chimiche hanno evidenziato che i frammenti hanno una morfologia diversa fra loro e che sono soggetti a fenomeni di alterazione e precipitazione di minerali di neo-formazione sulla loro superficie. L'alterazione che le ceneri subiscono non è una funzione del substrato su cui aderisce, e quindi del tipo di frammento, ma delle condizioni atmosferiche al contorno.

Inoltre si dimostra che a Stromboli esiste la possibilità che si formi una zona di assorbimento di un aerosol di sali di solfati durante la normale attività esplosiva del vulcano.

Le ceneri emesse dalle singole esplosioni dai tre gruppi di crateri, durante i periodi di campionatura, non mostrano differenze sostanziali nella morfologia e nella chimica di superficie, ma solo in termini di proporzione dei componenti. L'analisi dei componenti ha mostrato, infatti, che, indipendentemente dal periodo di campionatura, esiste una variabilità nell'abbondanza dei componenti emessi per i diversi stili esplosivi. I frammenti che in letteratura vengono chiamati col nome di "sideromelano" (genericamente assimilabili a quelli che nel corso di questa tesi sono stati chiamati frammenti "tipo b") prevalgono in quelle eruzioni caratterizzate da un'attività stromboliana classica ("Tipo 1", da Patrick et al., 2007). Seppur a piccola scala, considerando cioè solo l'attività ordinaria di Stromboli, si conferma, quindi, in questa tesi di dottorato, che esiste una variabilità nelle abbondanze del tipo di frammenti di cenere emessi, in funzione dello stile eruttivo.

Risulta qui inoltre verificata l'interpretazione di sideromelano e tachilite (Heiken & Wolhetz, 1985; Taddeucci et al., 2002; 2004a; Andronico 2009 a, b; Report INGV), come due frammenti con caratteri tessiturali e morfologici diversi di uno stesso magma, ma che stazionano in porzioni differenti del condotto superficiale. La tachilite (qui genericamente assimilata ai frammenti "tipo a") opaca e di colore, poco o nulla vescicolata, con contorni regolari e microcristallina, rappresenta la porzione di magma che occupa le regioni più fredde, ovvero il tetto e le pareti del condotto; il sideromelano ("tipo b"), trasparente, con pasta di fondo sub-afirica e microfenocristalli di plagioclasti, pirosseni ed olivine all'interno, vescicolato e con forme fluidali, rappresenta invece la porzione di magma che staziona nella porzione centrale più calda del condotto.

A testimonianza di ciò sono i numerosi termini di transizione tra questi due end-members, che vengono riportati nel corso di questo lavoro di tesi.





Fig. 5.2: “Tipo a” (tachilite) e “tipo b” (sideromelano) all’interno del condotto superficiale (Taddeucci, com. pers.)

Tuttavia il presente studio evidenzia come a Stromboli, rispetto ad un altro vulcano basaltico come ad esempio l’Etna, che spesso mostra attività stromboliana, vi sia una maggiore variabilità nelle caratteristiche tessiturali delle particelle di cenere. Questa variabilità sembra essere legata alle prolungate condizioni di condotto aperto proprie dello Stromboli. Tali condizioni favoriscono la presenza di un ampio spettro di ambienti termo-chimici nell’area craterica e alla sommità dei condotti e, conseguentemente, un ampio spettro di condizioni sia di raffreddamento del magma, sia di alterazione delle particelle di cenere.

## Bibliografia

- Allard, P., Carbonnelle, J., Metrich, N., Loyer, H., Zettwoog, P., 1994. Sulphur output and magma degassing budget of Stromboli volcano. *Nature* 368, 326–330.
- Aloisi M., Barberi G., Caccamo D., Mostaccio A., Neri G., Rasà R., e Scaltrito A., 1999. Analisi in ambiente 1D e 3D della sismicità della Sicilia Orientale e del Tirreno Meridionale, XVIII Convegno Nazionale GNGTS, Roma.
- Alparone, S., Andronico, D., Sgroi, T., Ferrari, F., Lodato, L., Reitano, D., 2007. Alert system to mitigate tephra fallout hazards at Mt. Etna Volcano, Italy. *Nat. Hazards* 18.
- Amodio Morelli, L., Bonardi, G., Colonna, V., Dietrich, D., Giunta, G., Ippolito, F., Lorenzoni, S., Paglionico, a., Perrone, V., Picarretta, G., Russo, M., Scandone, P., Zanettin-Lorenzoni, E., Zuppetta, A. 1976. L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appennino-Maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.*, 17, 1-60.
- Anderson, H.J., Jackson, J.A., 1987. The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 91, 613-637.
- Andronico, D., Branca, S., Calvari, S., Burton, M.R., Caltabiano, T., Corsaro, R.A., Del Carlo, P., Garfi, G., Lodato, L., Miraglia, L., Murè, F., Neri, M., Pecora, E., Pompilio, M., Salerno, G., Spampinato, L., 2005. A multi-disciplinary study of the 2002–03 Etna eruption: insights for a complex plumbing system. *Bull. Volcanol.* 67, 314–330.
- Andronico, D., Corsaro, R.A., Cristaldi, A., Polacci, M., 2006. Monitoring high energetic Strombolian activity at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy): the example of the 9 January 2005 explosive event. *European Geosciences Union General Assembly 2006, Vienna, Austria, 02–07 April 2006.*
- Andronico, D., Scollo, S., Cristaldi, A., Caruso, S., 2008. The 2002–03 Etna explosive activity: tephra dispersal and features of the deposit. *J. Geophys. Res.* 113, B04209. doi:10.1029/2007JB005126.
- Andronico, D., Cristaldi, A., Del Carlo, P., Taddeucci, J., 2009a. Shifting styles of basaltic explosive activity during the 2002–03 eruption of Mt. Etna, Italy *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 180, 110–122.
- Andronico, D., Scollo, S., Cristaldi, A., Ferrari, F., 2009b. Monitoring ash emission episodes at Mt. Etna: The 16 November 2006 case study. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 180, 123–134.
- Barberi, F., Innocenti, F., Ferrara, G., Keller, J., Villari, L., 1974. Evolution of Aeolian Arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sea). *Earth Pl. Sci. Lett.* 21, 269-276.
- Barberi, F., Rosi, M., Sodi, A., 1993. Volcanic hazard assessment at Stromboli based on review of historical data. *Acta Vulcanol.* 3, 173-187.
- Barberi, F., Gandino, A., Gioncada, A., La Torre, P., Sbrana, A., Zenucchini, C., 1994. The deep structure of the Eolian Arc (Filicudi-Panarea-Vulcano sector) in light of gravity, magnetic and volcanological data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 61, 3/4, 189-208.

- Beccaluva, L., Rossi, P.L., Serri, G., 1982. Neogene to recent volcanism of the southern Tyrrhenian-Sicilian area: implications for the geodynamic evolution of the Calabrian Arc. *Earth Evol. Sci.* 3, 222-238.
- Beccaluva, L.; Gabbianelli, G.; Lucchini, F.; Rossi, P.L., Savelli, C., 1985. Petrology and K/Ar ages of volcanic dredget from the Aeolian seamounts: implications for geodynamic evolution of the Southern Tyrrhenian basin. *Earth Pl. Sci. Lett.* 74, 187-208.
- Bertagnini, A., Metrich, N., Landi, P., Rosi, M., 2003. Stromboli volcano (Aeolian Archipelago, Italy): an open window on the deep-feeding system of a steady state basaltic volcano. *J. Geophys. Res.* 108 (B7), 2336. doi:10.1029/2002JB002146.
- Blackburn, E.A., Wilson, L., Sparks, R.S.J., 1976. Mechanisms and dynamics of Strombolian activity. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 132, 429– 440.
- Bonadonna, C., Houghton, B.F., 2005. Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. *Bull. Volcanol.* 67, 441–456.
- Branca, S., del Carlo, P., 2005. Types of eruptions of Etna volcano AD 1670–2003: implications for short-term eruptive behaviour. *Bull. Volcanol.* 67, 732–742.
- Cadle, R.D., Lazrus, A.L., Huebert, B.J., Heidt, L.E., Rose Jr., W.I., Woods, D.C., Chuan, R.L., Stoiber, R.E., Smith, D.B., Zielinski, R.A., 1979. Atmospheric implications of studies of Central American volcanic eruption clouds. *J. Geoph. Res.*, 84 (C11), 6961–6968.
- Calanchi, N., De Rosa, R., Mazzuoli, R., Rossi P.L., Santacroce, R., Ventura G., 1993. Silicic magma entering a basaltic magma chamber: eruptive dynamics and magma mixing, an example from Salina (Aeolian Island, Southern Tyrrhenian Sea). *Bull. Volcanol.* 55, 504-522.
- Calanchi, N., Tranne, C.A., Lucchini, F., Rossi, P.L., Villa, I.M., 1999. Exploratory notes to the geological map (1,000) of Panarea and Basiluzzo islands (Aeolian Arc, Italy). *Acta Vulcanol.*, 11, 223–243.
- Calanchi, N., Peccerillo, A., Tranne, C.A., Lucchini, F., Rossi, P.L., Kempton, P., Barbieri, M., Wc, C., 2002. Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the island of Panarea: implications for the mantle evolution beneath the Aeolian island arc (Southern Tyrrhenian Sea). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 115, 367-395.
- Calvari, S., Spampinato, L., Lodato, L., Harris, A.J.L., Patrick, A.R., Dehn, J., Burton, M.R., Andronico, D., 2005. Chronology and complex volcanic processes during the 2002-2003 flank eruption at Stromboli volcano (Italy) reconstructed from direct observations and surveys with a handheld thermal camera. *J. Geophys. Res.* 110. doi:10.1029/2004JB003129.
- Cannata, C.B., Taddeucci, J., Lautze, N., De Rosa, R., Donato, P., Scarlato, P.G. Ash features from ordinary activity at stromboli volcano. In prep.
- Capaldi, G., Guerra, I., Lo Bascio, A., Luongo, G., Pece, R., Rapolla, A., Scarpa, R., Del Pezzo, E., Martini, M., Ghiara, M.R., Lirer, L., Munno, R., La Volpe, L., 1978. Stromboli and its 1975 eruption. *Bull. Volcanol.* 41, 259–285.

- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basin: some geological and geophysical evidence. *Earth Planet Sci. Lett.*, 160, 651-665.
- Carracedo, J.C., Rodriguez Badiola, E., Soler, V., 1992. The 1730-1736 eruption of Lanzarote, Canary Islands: a long, high magnitude basaltic fissure eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 53, 239– 250.
- Catalano, R. Di Stefano, P., Sulli, A., Vitale, P.F., 1996. Paleogeography and structure of the Central Mediterranean: Sicily and its offshore area. *Tectonophysics*, 260, 291-323.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987. *Volcanic successions: modern and ancient*. Allen and Unwin, London.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1988. *Volcanic Successions*. Chapman & Hall, London, p. 528.
- Casadevall, T.J., Rose Jr., W.I., Fuller, W.H., Hunt, W.H., Hart, M.A., Moyers, J.L., Woods, D.C., Chuan, R.L., Friend, J.P., 1984. Sulfur dioxide and particles in quiescent volcanic plumes from Poas, Arenal, and Colima volcanos, Costa Rica and Mexico. *J. Geoph. Res.*, 89 (D6), 9633–9641.
- Cashman, K.V., Mangan, M.T., 1994. Physical aspects of magmatic degassing II. Constraints on vesiculation processes from textural studies of eruptive products. In: Carroll, M.R., Holloway, J.R. (eds) *Volatiles in Magmas*. *Rev Mineral* 30, 447–478.
- Cashman, K. V., and R. P. Hoblitt, 2004. Magmatic precursors to the May 1980 eruption of Mount St. Helens, USA. *Geology*, 32, 141–144.
- Cataldi, R., Mongelli, F., Squarci, P., Taffi, L., Zito, G., and Calore, C., 1995. Geothermal ranking of the Italian territory, *Geothermics*, 24, 115 – 129.
- Chouet, B., Hamisevicz, N., McGetchin, T.R., 1973. Photoballistics of volcanic jet activity at Stromboli, Italy. *J. Geophys. Res.* 79, 4961–4976.
- Chouet, B., Hamisevicz, N., McGetchin, T.R., 1974. Photoballistics of volcanic jet activity at Stromboli, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 32, 4961– 4976.
- Chouet, B., Saccorotti, G., Dawson, P., Martini, M., Scarpa, R., De Luca, G., Milana, G., Cattaneo, M., 1999. Broadband measurements of the sources of explosions at Stromboli volcano, Italy. *Geophys. Res. Lett.* 26, 1937-1940.
- Chouet B, Dawson P, Ohminato T, Martini M, Saccorotti G, Giudicepietro F, De Luca G, Milana G, Scarpa R., 2003. Source mechanisms of explosions at Stromboli Volcano, Italy, determined from moment-tensor inversions of very-long-period data. *J Geophys Res* 108:2019, DOI 10.1029/2002JB001919.
- Cimarelli, C., Di Traglia, F., Taddeucci, J., 2010. *Geology*, 38; 5; 439–442; doi: 10.1130/G30720.
- Cioni R., D'Oriano C., Bertagnini, A., 2008. Fingerprinting ash deposits of small scale eruptions by their physical and textural features. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177, 277–287.
- Coltelli, M., Del Carlo, P., Vezzoli, L., 1998. Discovery of a Plinian basaltic eruption of Roman age at Etna volcano, Italy. *Geology* 26, 1095–1098.
- Coltelli, M., Del Carlo, P., Vezzoli, L., 2000. Stratigraphic constraints for explosive activity in the past 100 ka at Etna Volcano, Italy. *Int. J. Earth Sci.* 89, 665–677.

- Crisci, G.M., De Rosa, R., Esperanca, S., Mazzuoli, R., Sonnino, M., 1991. Temporal evolution of a three component system: the island of Lipari (Aeolian Arc, Southern Italy). *Bull. Volcanol.* 53, 207-221.
- Cronin, S.J., Sharp, D.S., 2002. Environmental impacts on health from continuous volcanic activity at Yasur (Tanna) and Ambrym, Vanuatu. *Intern. J. Environ. Health Res.*, 12, 109– 123.
- De Astis, G., La Volpe, L., Peccerillo, A., Civetta, L. 1997. Volcanological and petrological evolution of Vulcano island (Aeolian Arc, Southern Tyrrhenian Sea). *J. Geoph. Res.* 102, 8021-8050.
- De Astis, G., Peccerillo, A., Kempton, P.D., La Volpe, L., Wu, T.W., 2000. Transition from calc-alkaline to potassium-rich magmatism in subduction environments: geochemical and Sr, Nd, Pb isotopic constraints from the island of Vulcano (Aeolian arc), *Contrib. Mineralog. Petrol.* 139 (2000), pp. 684–703
- De Astis, G., Ventura, G., Vilardo, G., 2003. Geodynamic significance of the Aeolian volcanism (Southern Tyrrhenian Sea, Italy) in light of structural, seismological and geochemical data. *Tectonics*, 22, 4, 1040, doi: 10.1029/2003TC001506.
- De Fino, M., La Volpe, L., Falsaperla, S., Frazzetta, G., Neri, G., Francalanci, L., Rosi, M., Sbrana, A., 1988. The Stromboli eruption of December 6, 1985–April 25, 1986: volcanological, petrological and seismological data. *Rend. Soc. ital. Mineral. Pet.* 43, 1021–1038.
- de Hoog, J.C.M., Koetsier, G.W., Bronto, S., Sriwana, T., van Bergen, M.J., 2001. Sulfur and chlorine degassing from primitive arc magmas: temporal changes during the 1982–1983 eruptions of Galunggung (West Java, Indonesia). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 108, 55–83.
- Del Gaudio, P., Mollo, A., Ventura, G., Iezzi, G., Taddeucci, J., Cavallo, A., 2010. Cooling rate-induced differentiation in anhydrous and hydrous basalts at 500 MPa: Implications for the storage and transport of magmas in dikes. *Chemical Geology.* 270, 164–178.
- Della Vedova, B., Bellani, S., Pellis, G., Squarci, P., 2001. Deep temperatures and surface heat flow distribution. In: G.B. Vai and I.P. Martini, Editors, *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, Kluwer Academic Publishers, 65–76.
- Dellino, P., La Volpe, L., 1996. Image processing analysis in reconstructing fragmentation and transportation mechanisms of pyroclastic deposits. The case of Monte Pilato-Rocche Rosse eruptions, Lipari (Aeolian islands, Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 71, 13–29.
- Dellino, P., Liotino, G., 2002. The fractal and multifractal dimension of volcanic ash particles contour: a test study on the utility and volcanological relevance. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 113(2), 1-18.
- Delmelle, P., Lambert, M., Dufrene, Y., Gerin, P., Oskarsson, N., 2007. Gas/aerosol-ash interaction in volcanic plumes; new insights from surface analyses of fine ash particles. *Earth and Planetary Science Letters*, 259 (1-2), 159-170.
- De Luca, G., Filippi, L., Caccamo, D., Neri, G. and Scarpa, R., 1997. Crustal structure and seismicity of Southern Tyrrhenian basin. *Phys. Earth Planet. Inter.* 103, 117–133.
- De Rosa, R., Sheridan, M.F., 1983. Evidence for magma mixing in the surge deposits of the Mt. Guardia sequence, Lipari. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17, 313–328.
- De Rosa, R., 1999. Compositional modes in the ash fraction of some modern pyroclastic

- deposits: their determination and significance. *Bull Volcanol.*, 61, 162–173.
- De Rosa, R., Guillou, H., Mazzuoli, R., Ventura, G., 2003. New unspiked K–Ar ages of volcanic rocks of the central and western sector of the Aeolian Islands: reconstruction of the volcanic stages, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 120, 161–178.
- De Rosa R. , Calanchi N. , Dellino P. , Francalanci L. , Lucchi F. , Rosi M. , Rossi P. , Tranne C. , *Geology and volcanology of Stromboli, Lipari and Vulcano (Aeolian Islands)*, Via Vitaliano Brancati, 48 - 00144 ROMA: APAT- Italian Agency for the Environmental Protection and Technical Services, 2004.
- Dickinson, WR., 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *J Sediment Petrol* 40, 695–707.
- Di Stefano, R., Chiarabba, C., Lucente, F., Amato, A., 1999. Crustal and uppermost mantle structure in Italy from the inversion of P-wave arrival times: geodynamic implications. *Geoph. J. Int.*, 139, 483-498.
- Ellam, R.M., Menzies, M.A., Hawkesworth, C.J., Leeman, W.P., Rosi, M., Serri, G., 1988. The transition from calcalkaline to potassic orogenic magmatism in the Aeolian Islands, Southern Italy. *Bull. Volcanol.* 50, 386-398.
- Ellam, R.M., Hawkesworth, C.J., Menzies, M.A., Rogers, N.W., 1989. The volcanism of Southern Italy: role of subduction and the relationship between potassic and sodic alkaline volcanism. *J. Geoph. Res.* 94, 4589-4601.
- Ersoy, O., Gourgaud, A., Aydar., E., Chinga, G., Thouret, J-C., 2007. Quantitative scanning-electron microscope analysis of volcanic ash surfaces: Application to the 1982–1983 Galunggung eruption (Indonesia). *GSA Bulletin.* 119; (5/6). 743–752. doi: 10.1130/B26048.1.
- Ersoy, O., 2010. Surface area and volume measurements of volcanic ash particles by SEM stereoscopic imaging. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 190, 290–296.
- Esperanca, S., Crisci, G.M., De Rosa, R., Mazzuoli, R., 1992. The role of the crust in the magmatic evolution of the Island of Lipari (Aeolian Islands, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 112, 450-462.
- Fabbri, A., Ghisetti, F., Vezzani, L., 1981. The Peloritani-Calabria Range and the Gioia Basin in the Calabrian arc (Southern Italy): relationship between land and marine data. *Geol. Rom.*, 19, 131-150.
- Fagents, S.A., Wilson, L., 1993. Explosive volcanic eruptions: VII. The range of pyroclasts ejected in transient explosions. *Geophys. J. Int.* 113, 359– 370.
- Falsaperla, S., Lanzafame, G., Longo, V., Spampinato S., 1999. Regional stress field in the area of Stromboli (Italy): Insight into structural data and crustal tectonic earthquakes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 88, 147-166.
- Falsaperla, S, Spampinato, S., 1999. Tectonic seismicity at Stromboli volcano (Italy) from historical data and seismic records. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 173, 425-437.
- Faraone, D., Silvano, A. and Verdiani, G., 1986. The monzogabbroic intrusion in the island of Vulcano, Aeolian Archipelago, Italy. *Bull. Volcanol.* 48, 299–307.
- Ferrari, L., Manetti, P., 1993. Geodynamic framework of the Tyrrhenian volcanism: a review. *Acta Vulc.*, 3, 1-10.

- Finetti, I., Morelli, C., 1973. Geophysical exploration of the Mediterranean Sea, *Boll. Geof. teor. ed appl.*, 15, 263-341.
- Finetti, I., Del Ben, A., 1986. Geophysical study of the Tyrrhenian opening. *Boll. Geof. teorica e appl.*, 28, 110, 75-155.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Fiske, R.S. (1979) A deontological code for volcanologists? A response to Derek Bostok's editorial, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, 211-212.
- Francalanci, L., Manetti, P., Peccerillo, A., 1989. Volcanological and magmatological evolution of Stromboli volcano (Aeolian Islands): the roles of fractional crystallization, magma mixing, crustal contamination and source heterogeneity. *Bull. Volcanol.* 51, 355-378.
- Francalanci, L., Manetti, P., Peccerillo, A., Keller, J., 1993. Magmatological evolution of the Stromboli volcano (Aeolian Arc, Italy): inferences from major and trace element and Sr-isotopic composition of lavas and pyroclastic rocks. *Acta Vulcanol.* 3, 127-151.
- Francalanci, L., Tommasini, S., Conticelli, S., Davies, G.R., 1999. Sr isotope evidence for short magma residence time for the 20th century activity at Stromboli volcano, Italy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 167, 61-69.
- Francalanci, L., Tommasini, S., Conticelli, S., 2004. The volcanic activity of Stromboli in the 1906-1998 period: mineralogical, geochemical and isotope data relevant to the understanding of Strombolian activity. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 131, 179-211.
- Francalanci, L., Davies, G.R., Lustenmower, W., Tommasini, S., Mason, P.R.D., Conticelli, S., 2005. Intra-grain Sr isotope evidence for crystal re-cycling and multiple magma reservoirs in the recent activity of Stromboli volcano, Southern Italy. *J. Petrol.* 46, 1997-2021. doi:10.1093/petrology/egi045.
- Francalanci, L., 2008. *Geology and Petrology of the Stromboli volcano*. AIV-INGV International School of Volcanology, Stromboli. [www.aivulc.it](http://www.aivulc.it)
- Frazzetta, G., Gillot, P.Y., La Volpe, L., 1985. The Island of Vulcano, IAVCEI Scientific Assembly, Excursion Guidebook, 125-140.
- Gabbianelli, G., Gillot, P.Y., Lanzafame G., Romagnoli, C., Rossi, P.L., 1986. Controllo strutturale nell'evoluzione vulcanica di Panarea (Isole Eolie). C.N.R.-I.I.V., Open File Report, 4/86, 27 pp.
- Gabbianelli, G., Gillot, P.Y., Lanzafame, G., Romagnoli, C., Rossi, P.L., 1990. Tectonic and volcanic evolution of Panarea (Aeolian Islands, Italy). *Mar. Geol.*, 92, 313-326.
- Gabbianelli, G., Romagnoli, C., Rossi, P.L., Calanchi, N., 1993. Marine geology of the Panarea-Stromboli area (Aeolian Islands, South-eastern Tyrrhenian Sea). *Acta Vulcanol.*, 3, 11-20.
- Gardner, C.A., Cashman, K.V., Neal, C.A., 1998. Tephra-fall deposits from the 1992 eruption of Crater Peak, Alaska: implications of clast textures for eruptive processes. *Bull. Volcanol.* 59, 537-555.
- Gasparini, G., Iannaccone, G., Scandone, P., Scarpa, R., 1982. Seismotectonics of the Calabrian Arc. *Tectonophysics* 84, 267-286.
- Gasparini, G., Iannaccone, G., Scarpa, R., 1985. Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula. *Tectonophysics* 110, 59-78.

- Gauthier, P. J., Condomines, M., 1999.  $^{210}\text{Pb}$ - $^{226}\text{Ra}$  radioactive disequilibria in recent lavas and radon degassing: inferences on the magma chamber dynamics at Stromboli and Merapi volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 172, 111–126.
- Gauthier, P.J., Le Cloarec, M.F., Condomines, M., 2000. Degassing processes at Stromboli volcano inferred from short-lived disequilibria ( $^{210}\text{Pb}$ - $^{210}\text{Bi}$ - $^{210}\text{Po}$ ) in volcanic gases, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 102, 1–19.
- Gazzi P (1966) Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineral Petrogr Acta* 12, 69–97.
- Ghisetti, F., Scarpa, R., Vezzani, L., 1982. Seismic activity, deep structure and deformation processes in the Calabrian Arc, Southern Italy. *Earth Evol. Sci.* 3, 248-258.
- Giese, P., Morelli, C., 1975. Crustal structure in Italy. *Quaderni della ricerca scientifica, CNR*, 90.
- Gillot, P.Y., 1987. Histoire volcanique des Iles Eoliennes: arc insulaire ou complex orogenique anulaire? *D.T. IGAL, Paris*, 11, 35-42.
- Gillot, P.Y., Keller, J., 1993. Radiochronological dating of Stromboli, *Acta Vulcanol.* 3, 69–77.
- Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Kahle, H.G., Geiger, A., 2004. A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 226, 335-345.
- Gurioli, L., Houghton, B., Cashman, K., Cioni, R., 2004. Complex changes in eruption dynamics during the 79 AD eruption of Vesuvius: *Bull. Volcanology* 67, 144-159.
- Hammer, J.E., Cashman, K.V., Hoblitt, R.P., Newman, S., 1999. Degassing and microlite crystallization during the pre-climatic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines. *Bull. Volcanol.* 60, 355– 380.
- Harris, A.J.L., Stevenson, D.S., 1997. Magma budgets and steady state activity of Vulcano and Stromboli. *Geophys. Res. Lett.* 24, 1043-1046.
- Harris, A., Ripepe, M., 2007. Temperature and dynamics of degassing at Stromboli. *J. Geophys. Res.* 112, B03205.
- Head, J.W., Wilson, L., 1987. Lava fountain heights at Pu' u 'O'o, Kilauea, Hawaii: indicators of amount and variations of exsolved magma volatiles. *J. Geophys. Res.* 92, 13715–13719.
- Heiken, G., 1972. Morphology and petrology of volcanic ashes. *Geol. Soc. Amer. bull.* 83, 1961–1988.
- Heiken, G., 1978. Characteristics of tephra from Cinder Cone, Lassen Volcanic National Park, California. *Bull. Volcanol.* 41– 2, 119– 130.
- Heiken, G., Crowe, B., McGetchin, T., West, F., Eichelberger, J., Bartram, D., Peterson, R., Wohletz, K., 1980. Phreatic eruption clouds: the activity of la Soufrière de Guadeloupe, F.W.I., August-October, 1976. *Bull. Volcanol.*, 43, 383-395.
- Heiken, G., Wohletz, K.H., 1985. *Volcanic Ash*. University of California Press, Berkeley, CA 245 pp.
- Hort, M., Seyfried, R., 1998. Volcanic eruption velocities measured with a micro radar. *Geophys. Res. Lett.* 25, 113–116.



- Horwell, C. J., Fenoglio, I., Vala Ragnarsdottir, K., Sparks, R.S.J., Fubini, B., 2003. Surface reactivity of volcanic ash from the eruption of Soufrière Hills volcano, Montserrat, West Indies with implications for health hazards. *Environm. Res.* 93, 202–215.
- Houghton, B.F., Schmincke, H.-U., 1989. Rothenberg scoria cone, East Eifel: a complex Strombolian and phreatomagmatic volcano. *Bull. Volcanol.* 52, 28–48.
- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., Del Carlo, P., Coltelli, M., Sable, J.E., Carey, R.J., 2004. The influence of conduit processes on changes in style of basaltic Plinian eruptions: Tarawera 1886 and Etna 122 BC. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 137, 1–14.
- Houghton, B.F., Gonnermann, H.M., 2008. Basaltic explosive volcanism: Constraints from deposits and models. *Chemie der Erde* 68, 117–140.
- Jaupart, C., Vergnolle, S., 1988. Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions. *Nature* 331, 58–60.
- Jarosewich E., Nelen J.A., Norberg J.A., 1977a. Electron microprobe reference samples for mineral analyses. In: *Mineral Sciences Investigations 1976-1977*, (R.F. Fudali ed.), Smithsonian Contributions to the Earth Sciences, 22, 68-72.
- Jarosewich E., Parkes A.S., Wiggins L.B., 1977b. Microprobe analyses of four natural glasses and one mineral: an interlaboratory study of precision and accuracy. In: *Mineral Sciences Investigations 1976-1977*, (R.F. Fudali ed.), Smithsonian Contributions to the Earth Sciences, 22, 53-67.
- Jaupart, C., Vergnolle, S., 1989. The generation and collapse of foam layer at the roof of a basaltic magma chamber. *J. Fluid Mech.* 203, 347–380.
- Keller, J. (1980) The Island of Vulcano. *Rend. Soc. It. Miner. Petr.*, 36, 369-414.
- Keller, J., Hornig-Kjarsgaard, I., Koberski, U., Stadlbauer, E., Francalanci, L., Lenhart, R., 1993. Geological Map of the Island of Stromboli. *Acta Vulcanol.*
- Kirchdorfen M (1999) Analysis and quasistatic FE modeling of long period impulsive events associated with explosions at Stromboli volcano (Italy). *Ann Geophys* 42:379–391
- Kokelaar, P., Romagnoli, C., 1995. Sector collapse, sedimentation and clast population evolution at an active island-arc volcano: Stromboli, Italy. *Bull. Volcanol.* 57, 240-262.
- Landi, P., Métrich, N., Bertagnini, A., Rosi, M., 2004. Dynamics of magma mixing and degassing recorded in plagioclase at Stromboli (Aeolian Archipelago, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* 147, 213–227.
- Lanzafame, G., Rossi, P.L., 1984. Evidenze di attività tettonica recente a Panarea (Isole Eolie): implicazioni vulcanologiche. *Geol. Rom.*, 23, 131-140.
- Lanzafame, G., Bosquet, J.C., 1997. The Maltese escarpment and its extension from Mt. Etna to Aeolian Island Sicily: importance and evolution of a lithospheric discontinuity. *Acta Vulcanol.*, 9, 121-135.
- Lautze, N.C., Houghton, B.F., 2005. Physical mingling of magma and complex eruption dynamics in the shallow conduit at Stromboli volcano, Italy. *Geology* 33, 425–428.
- Lautze, N.C., Houghton, B.F., 2006. Linking variable explosion style and magma textures during 2002 at Stromboli volcano, Italy. *Bull. Volcanol.* 69, 445–460.

- Lautze, N.C., Houghton, B.F., 2007. Linking variable explosion style and magma textures during 2002 at Stromboli volcano, Italy. *Bull Volcanol.* 69, 445–460.
- Lautze, N., Taddeucci, J., Andronico, D., Cannata, C. B., Tornetta, L., Scarlato, P.G., Houghton, B. Recent methods in basaltic ash analysis applied to activity at Etna in 2006 and the 2007 eruptive crisis at Stromboli. *Sottom. a Physics and Chemistry of the Earth.*
- Manetti, P., Pasquarè, G., Tibaldi, A., Tsegaye, A. (1995). Geology, Structure and evolution of Alicudi Island, Aeolian Volcanic Arc, Italy. *Acta Volcanol.*, 7, 7-12.
- Mangan, M.T., Cashman, K.V., Newman, S., 1993. Vesiculation of basaltic magma during eruption. *Geology* 21, 157–160.
- Mangan, M.T., Cashman, K.V., 1996. The structure of basaltic scoria and reticulite and inferences for vesiculation, foam formation, and fragmentation in lava fountains. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 73, 1– 18.
- Maria, A., Carey, S., 2002. Using fractal analysis to quantitatively characterize the shape of volcanic particles. *J. Geophys. Res.* 107, 107, 2283 doi:10.1029/2001JB000822.
- Marchetti E, Ripepe M (2005) Stability of the seismic source during effusive and explosive activity at Stromboli Volcano. *Geophys Res Lett* 32:L03307, DOI 10.1029/2004GL021406
- Mazzuoli, R., Tortorici, L., Ventura, G., 1995. Oblique rifting in Salina, Lipari and Vulcano islands (Aeolian Islands, southern Italy). *Terra Nuova* 7, 444-452.
- McGetchin, T.R., Settle, M., Chouet, B.A., 1974. Cinder cone growth modeled after Northeast Crater, Mount Etna, Sicily. *J. Geophys. Res.* 79, 3257– 3272.
- Métrich, N., Bertagnini, A., Landi, P., Rosi, M., 2001. Crystallization driven by decompression and water loss at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy). *J. Petrol.* 42, 1471–1490.
- Milano, G., Vilardo, G. and Luongo, G., 1994. Continental collision and basin opening in Southern Italy: a new plate subduction in the Tyrrhenian Sea?. *Tectonophysics* 230, 249–264.
- Mongelli, F., Loddo, M. and Calcagnile, G., 1975. Some observations on the Apennines gravity field. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 385-393.
- Morelli, C., Gantar, C., Pisani, M., 1975. Bathymetry, gravity and magnetism in the Strait of Sicily and the Ionian Sea. *Boll. Geof. teor. appl.*, 17, 39-58.
- Neri, G., Caccamo, D., Cocina, O., Montalto, A., 1996. Geodynamic implications of earthquake data in the southern Tyrrhenian Sea. *Tectonophysics*, 258, 233-249.
- Neuberg, J., Luckett, R., Ripepe, M., Braun, T., 1994. Highlights from a seismic broadband array on Stromboli volcano. *Geophys. Res. Lett.* 21, 749– 752.
- Ntepe, N., Dorel, J., 1990. Observations of seismic volcanic signals at Stromboli volcano (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 43, 235–251.
- Oskarsson, N., 1980. The interaction between volcanic gases and tephra: fluorine adhering to tephra of the 1970 Hekla eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8, 251–266.
- Parfitt, E.A., Wilson, L., 1994. The 1983– 86 Pu' u 'O'o eruption of Kilauea volcano, Hawaii: a study of dike geometry and eruption mechanisms for a long-lived eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 59, 179– 205.

- Parfitt, E.A., Wilson, L., 1995. Explosive volcanic eruptions: IX. The transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity. *Geophys. J. Int.* 121, 226–232.
- Parfitt, E.A., 1998. A study of clast size distribution, ash deposition and fragmentation in a Hawaiian-style volcanic eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 84, 197–208.
- Parfitt, E.A., Wilson, L., 1999. A Plinian treatment of fallout from Hawaiian lava fountains. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 67–75.
- Parfitt, E.A., 2004. A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 134, 77–107.
- Patrick, M.R., Harris, A.J.L., Ripepe, M., Dehn, J., Rothery, D., Calvari, S., 2007. Strombolian explosive styles and source conditions: insights from thermal (FLIR) video. *Bull. Volcanol.* 69, 769–784.
- Pasquale, V., Verdoya, M., Chiozzi, P., 1999. Thermal state and deep earthquake in the Southern Tyrrhenian. *Tectonophysics*, 306, 435–448.
- Pasquarè, G., Abbate, E., Bosi, C., Castiglioni, G. B., Merenda, L., Mutti, E., Orombelli, G., Ortolani, F., Parotto, M., Pignone, R., Polino, R., Premoli Silva, I., Sassi, F.P., 1992. Carta Geologica d'Italia. 1:50.000, Guida al rilevamento. C.N.R.-S.G.N. Quaderni, III, 1, 203 pp.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamouu Area, Northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.*, 58, 63–81.
- Peccerillo, A., Kempton, D., Harmon, R.S., Wu, T.W., Santo, A.P., Boyce, A.J., Tripodo, A., 1993. Petrological and geochemical characteristics of the Alicudi Volcano, Aeolian Islands, Italy: implication for magma genesis and evolution. *Acta Vulc.* 3, 235–249.
- Pepe, F., Bertotti, G., Cloetingh, S., 2004. Tectono-stratigraphic modelling of the North Sicily continental margin (southern Tyrrhenian Sea). *Tectonophysics*, 384, 257–273.
- Polacci, M., Papale, P., Rosi, M., 2001. Textural heterogeneities in pumices from the climatic eruption of Mount Pinatubo, June 15, 1991, and implications for magma ascent dynamics. *Bull. Volcanol.* 63, 83–97.
- Polacci, M., Pioli, L., Rosi, M., 2003. The Plinian phase of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Fields, Italy): evidence from density measurements and textural characterization of pumice. *Bull. Volcanol.* 65, 418–432.
- Polacci, M., Baker, D.R., Bai, L., Mancini, L., 2008. Large vesicles record pathways of degassing at basaltic volcanoes. *Bull. Volcanol.* doi:10.1007/s00445-007-0184-8.
- Pyle, D.M., 1989. The thickness, volume and grain-size of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.* 51, 1–15.
- Richter, D.H., Eaton, J.P., Murata, K.J., Ault, W.U., Krivoy, H.L., 1970. Chronological narrative of the 1959–60 eruption of Kilauea volcano, Hawaii. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 537-E, 1–73.
- Riley, C.M., Rose, W.I., Bluth, G.J.S., 2003. Quantitative shape measurements of distal volcanic ash. *J. Geophys. Res.* 108(B10), 2504. doi:10.1029/2001JB000818.
- Ripepe, M., Rossi, M., Saccorotti, G., 1993. Image-processing of explosive activity at Stromboli. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 54, 335–351.

- Ripepe, M., 1996. Evidence for gas influence on volcanic seismic signals recorded at Stromboli. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 70, 221–233.
- Ripepe M, Marchetti E (2002) Array tracking of infrasonic sources at Stromboli volcano. *Geophys Res Lett* 29:2076, DOI 10.1029/2002GL015452
- Ripepe, M., Marchetti, E., Olivieri, G., Harris, A.J.L., Dehn, J., Burton, M., Caltabiano, T., Salerno, G. 2005. Effusive to explosive transition during the 2003 eruption of Stromboli volcano. *Geology* 33, 341–344, DOI 10.1130/G21173.1.
- Rose Jr., W.I., 1977. Scavenging of volcanic aerosol by ash: atmospheric and volcanologic implications. *Geology* 5, 621–624.
- Rose Jr., W.I., Chuan, R.L., Cadle, R.D., Woods, D.C., 1980. Small particles in volcanic eruption clouds. *Am. J. Science*, 280, 671–696.
- Rosi, M., 1980. The island of Stromboli. *Rend. Soc. Ital. Mineral.Petrol.* 36, 345–368.
- Rosi, M., Bertagnini, A., Landi, P., 2000. Onset of the persistent activity at Stromboli volcano (Italy). *Bull. Volcanol.* 62, 294–300.
- Rosi, M., Bertagnini, A., Harris, A.J.L., Pioli, L., Pistolesi, M., Ripepe, M., 2006. A case history of paroxysmal explosions at Stromboli: timing and dynamics of the April 5, 2003 event. *Earth Planet. Sci. Lett.* 243, 594–606.
- Sable, J.E., Houghton, B.F., Del Carlo, P., Coltelli, M., 2006a. Changing conditions of magma ascent and fragmentation during the Etna 122 BC basaltic Plinian eruption: evidence from clast microtextures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 158, 333–354.
- Sagnotti, L., Taddeucci, J., Winkler, A., Cavallo, A., 2009. Compositional, morphological, and hysteresis characterization of magnetic airborne particulate matter in Rome, Italy, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q08Z06, doi:10.1029/2009GC002563.
- Santo, A., Chen, Y., Clark, A.H., Farrar, E., Tsegaye, A., 1995.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of the Filicudi island volcanics: implications for the volcanological history of the Aeolian Arc, Italy. *Acta Vulcanol.*, 7, 13–18.
- Self, S., Sparks, R.S.J., Booth, B., Walker, G.P.L., 1974. The 1973 Heimaey Strombolian scoria deposit, Iceland. *Geol. Mag.* 111, 539–548.
- Self, S., 1976. The recent volcanology of Terceira, Azores. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 132, 645–666.
- Settle, M., McGetchin, T.R., 1980. Statistical analysis of persistent explosive activity at Stromboli, 1971: implications for eruption prediction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8, 45–58.
- Seyfried, R., Freundt, A., 2000. Experiments on conduit flow and eruption behaviour of basaltic volcanic eruptions. *J. Geophys. Res.* 105, 23727–23740.
- Sheridan, M.F., Marshall, J.R., 1983. Interpretation of pyroclast surface features using SEM images. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 16, 153–159.
- Sommaruga C., 1984. Le ricerche geotermiche svolte a Vulcano negli anni '50. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, 39, 355–366.
- Sparks, R.S.J., 1978. The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 3, 1–37.

- Stothers, R.B., Wolff, J.A., Self, S., Rampino, M.R., 1986. Basaltic fissure eruptions, plume heights, and atmospheric aerosols. *Geophys. Res. Lett.* 8, 725– 728.
- Swanson, D.A., Duffield, W.A., Jackson, D.B., Peterson, D.W., 1979. Chronological narrative of the 1969– 71 Mauna Ulu eruption of Kilauea volcano, Hawaii. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1056, 1 –55.
- Taddeucci, J., Pompilio, M., Scarlato, P., 2002. Monitoring the explosive activity of the July – August 2001 eruption of Mt. Etna (Italy) by ash characterization. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (71), 1–4.
- Taddeucci, J., Pompilio, M., Scarlato, P., 2004a. Conduit processes during the July–August 2001 explosive activity of Mt. Etna (Italy): inferences from glass chemistry and crystal size distribution of ash particles. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 137, 33–54.
- Taddeucci, J., Spieler, O., Kennedy, B.M., Pompilio, M., Dingwell, D.B., Scarlato, P., 2004b. Experimental and analytical modeling of basaltic ash explosions at Mount Etna, Italy, 2001. *J. Geophys. Res.* 109, B08203.
- Taddeucci J., Scarlato P.G., Andronico, D., Cristaldi, A., Büttner, R., Zimanowsky, B., Küppers, U., 2007. Advances in the study of volcanic ash. *Eos*, 88, 253-260.
- Taylor, H.E., Lichte, F.E., 1980. Chemical composition of Mount St. Helens volcanic ash. *Geoph. Res. Lett.*, 7 (11), 949–952.
- Thordarson, T., Self, S., 1993. The Laki (Skafta Fires) and Grimsvotn eruptions in 1783–1785. *Bull. Volcanol.* 55, 233– 263.
- Tortorici, L., Ventura, G., Mazzuoli, R. and Monaco, C., 1995. Stuture del settore orientale dell'Arcipelago Eoliano: interpretazione tettonica e modelli numerici. *Stud. Geol. Camerti* 2, pp. 455–466.
- Vaggelli, G., Francalanci, L., Ruggieri, G., Testi, S., 2003. Persistent polybaric rests of calcalkaline magmas at Stromboli volcano, Italy: pressure data from fluid inclusions in restitic quartzite nodules. *Bull. Volcanol.* 65, 385–404.
- Ventura, G., 1995. Relazioni fra tettonica e vulcanismo nelle isole del Tirreno Meridionale (Eolie, Ustica). Tesi di dottorato, Università della Calabria.
- Ventura, G., Vilardo, G., Milano, G., Pino, N.A., 1999. Relationship among crustal structure, volcanism and strike slip tectonics in the Lipari-Vulcano Volcanic complex (Aeolian Islands, Southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Phys. Earth Pl. Inter.* 116, 31-52.
- Vergnolle, S., 1996. Bubble size distribution in magma chambers and dynamics of basaltic eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 140, 269–279.
- Vergnolle, S., Jaupart, C., 1986. Separated two-phase flow and basaltic eruptions. *J. Geophys. Res.* 91, 12842– 12860.
- Vergnolle, S., Jaupart, C., 1990. Dynamics of degassing at Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 95, 2793-2809.
- Vergnolle, S., Brandeis, G., 1994. Origin of sound generated by Strombolian explosions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 1959–1962.

- Vergnolle, S., Brandeis, G., 1996. Strombolian explosions: 1. A large bubble breaking at the surface of a lava column as a source of sound. *J. Geophys. Res.* 101, 20433–20447.
- Vergnolle, S., Brandeis, G., Mareschal, J.-C., 1996. Strombolian explosions: 2. Eruption dynamics determined from acoustic measurements. *J. Geophys. Res.* 101, 20449–20466.
- Walker, G.P.L., 1973. Explosive volcanic eruptions—a new classification scheme. *Geol. Rundsch.* 62, 431–446.
- Walker, G.P.L., Self, S., Wilson, L., 1984. Tarawera 1886, New Zealand—a basaltic Plinian fissure eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 21, 61–78.
- Wang, C.Y., Hwang, W.T., Shi, Y., 1989. Thermal evolution of a rift basin: the Tyrrhenian Sea. *J. Geoph. Res.* 94, 3991–4006.
- Washington, H.S., 1917. Persistence of vents at Stromboli and its bearing on volcanic mechanism. *Geological Society of America Bulletin* 28, 249–278.
- Watanabe, K., Danhara, T., Watanabe, K., Terai, K., Yamashita, T., 1999. Juvenile volcanic glass erupted before the appearance of the 1991 lava dome, Unzen volcano, Kyushu, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 89, 113–121.
- Westway, R., 1993. Quaternary uplift in Southern Italy. *Journal of Geophysical Research*, 98, 21741–21772
- Williams, S.N., 1983. Plinian airfall deposits of basaltic composition. *Geology* 11, 211–214.
- Wilson, L., 1980. Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8, 297–313.
- Wilson, L., Head, J.W., 1981. Ascent and eruption of basaltic magma on the Earth and Moon. *J. Geophys. Res.* 86, 2971–3001.
- Witham, C.S., Oppenheimer, C., Horwell, C.J., 2005. Volcanic ash-leachates: a review and recommendations for sampling methods. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 141, 299–326.
- Wohletz, K.H., 1986. Explosive magma–water interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bull. Volcanol.* 48, 245–264.
- Wolfe, E.W., Garcia, M.O., Jackson, D.B., Koyanagi, R.Y., Neal, C.A., Okamura, A.T., 1987. The Pu, u O, o eruption of Kilauea volcano, episodes 1–20, January 3, 1983 to June 8, 1984. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1350, 471–508.
- Wolfe, E.W., Neal, C.A., Banks, N.G., Duggan, T.J., 1988. Geological observations and chronology of eruptive events. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1463, 1–97.
- Woods, A.W., 1993. A model of the plumes above basaltic fissure eruptions. *Geophys. Res. Lett.* 20, 1115–1118.
- Zimanowski, B., Buttner, R., Lorenz, V., Hafele, H.-G., 1997. Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism. *J. Geophys. Res.* 102, 803–814.

Siti internet:

[www.aivulc.it](http://www.aivulc.it)

[www.ivhhn.org](http://www.ivhhn.org).

## **Ringraziamenti**

*Ringrazio la Prof.ssa R. De Rosa, per i suoi insegnamenti scientifici e per avermi introdotto nel mondo della ricerca, regalandomi una grande possibilità di vita;*

*la dott.ssa P. Donato, per la sua disponibilità, gli insegnamenti scientifici, per le nottate ad interpretare i dati e per il suo sostegno, unico, nei momenti difficili;*

*il dott. J. Taddeucci, che ha reso possibile questa tesi dottorato e mi ha mostrato una grande disponibilità e fiducia, seguendomi costantemente e con dedizione nel corso del dottorato di ricerca, offrendomi insegnamenti scientifici fondamentali per il tipo di ricerca affrontata;*

*il dott. G. Ventura, senza il quale questa tesi non sarebbe mai stata fatta.*

*Ringrazio il dott. M. Bocci e il dott. G. Niceforo e, di nuovo, la dott.ssa P. Donato, per il loro fondamentale aiuto durante le fasi di campionatura.*

*Ringrazio il dott. A. Cavallo, dell'INGV di Roma, e il dott. M. Davoli del Dip.to di Scienze della Terra, dell'Università della Calabria, per il loro grande aiuto e la disponibilità, durante le analisi al SEM.*

*Ringrazio la dott.ssa N. Lautze.*

*Ringrazio il dott. V. Pingitore, per il suo aiuto, le idee e la sua genialità.*

*Ringrazio gli amici e i colleghi dell'INGV di Roma.*

*Ringrazio i miei carissimi professori del Dip.to di Scienze della Terra, dell'Università della Calabria, per i loro continui insegnamenti scientifici e la loro grande umanità.*

*Ringrazio i colleghi che ho incontrato durante le scuole di vulcanologia e i convegni, per il loro fervore scientifico e le bellissime serate trascorse insieme.*

*Ringrazio tutti i miei colleghi del dip.to di Scienze della Terra, dell'Università della Calabria, in particolare, Eliana ed Elena, per la loro amicizia, l'aiuto e la condivisione dei momenti difficili e per i festeggiamenti; per le mattine, i pomeriggi, le serate e le nottate passate insieme.*

*Ringrazio il dott. L. Caracciolo, che mi ha aiutata in tanti momenti, inventandoci tutti i modi possibili per elaborare un diagramma ternario.*

*Ringrazio le mie amiche, che mi hanno sostenuta sempre: Angela, Emilia, Jessica e Tecla; Matteo, che crede sempre in me e mi accompagna, ascoltandomi, e mostrandomi come ben ripaga l'impegno e la dedizione.*

*Infine, ma non per ultimo, un ringraziamento particolare va alla mia famiglia, che mi ha sostenuta, incondizionatamente, in ogni cosa, tollerando tutti i miei momenti di nervosismo, e spingendomi sempre a seguire la mia strada e la mia libertà.*