



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI BOLOGNA
Facoltà di Scienze

Dottorato in Modellistica Fisica per la Protezione dell'Ambiente
XIX ciclo.

-Area 04 – Scienze della Terra - GEO/08-
- GEOCHIMICA E VULCANOLOGIA-

Dissertazione finale

Dott. Alessio Di Roberto

**Depositi torbidity cogenetici a frane oloceniche del vulcano
di Stromboli: implicazioni per la mitigazione del rischio
derivante da tsunami**

“Co-genetic turbidity current deposits document Holocenic landslides of Stromboli volcano:
implication for tsunamis hazard assessment”

Il Coordinatore del Corso di Dottorato

Prof. Ezio Todini

Relatore:

Prof. Mauro Rosi

Co-Relatore:

Dott.ssa Antonella Bertagnini

Dedicato a...

...al clan Di Roberto & company....

...non esistono parole adeguate a descrivere ciò che avete rappresentato per me durante questi anni...

...a Claudia e Frenky i due bimbi più belli che uno zio possa desiderare...

...a France, la sola persona che ha saputo tenermi testa in questi ultimi (quasi) quattro anni, che ha tenuto il mio morale...sempre...alto e...grazie alla quale, come diceva uno che se ne intendeva ...

quindi uscimmo a riveder le stelle!!!

...a due piccoli amici, di cui uno purtroppo non c'è più, che non sanno parlare ma sono molto più eloquenti di tanti altri che conosco...

...a Me che mi sopporto e credete, non è cosa facile...

...e a tutta la gente, che è come le persone...

...se non le conosci, non sai chi sono...

CAPITOLO 1 STATO DELL'ARTE SULL'INSTABILITÀ DEGLI EDIFICI VULCANICI E FENOMENI CORRELATI	8
Rischio connesso ai fenomeni di instabilità.	11
Mitigazione della pericolosità e del Rischio da tsunami	15
CAPITOLO 2 FRANE VULCANICHE E DEPOSITI TORBIDITICI	18
CAPITOLO 3 L'ISOLA DI STROMBOLI	22
Paleostromboli	23
Paleostromboli I (PST I)	23
Paleostromboli II (PST II)	24
Paleostromboli III (PST III)	24
Scari	24
Vancori	25
Neostromboli	25
Stromboli Recente e Sciara	26
L'attività vulcanica recente (IV-VII sec. a.C. – oggi)	26
Attività attuale	27
La porzione sottomarina della Sciara del Fuoco	30
CAPITOLO 4 INSTABILITÀ DI VERSANTE A STROMBOLI	32
Collassi di versante	32
Instabilità a piccola-media scala: collasso parziale e tsunami del 30 Dicembre 2002	37
Stato dell'arte su mitigazione del rischio derivante da frane tsunamigeniche a Stromboli.	40
Stromboli: cosa possono dirci i sedimenti marini a proposito delle frane e degli tsunami?	44
CAPITOLO 5 STRUMENTI E TECNICHE PER L'ACQUISIZIONE DEI DATI GEOFISICI ED IL CAMPIONAMENTO	47
Sidescan Sonar (SSS)	48
Strumenti per il campionamento	49
CAPITOLO 6 CARATTERIZZAZIONE GEOFISICA DELLA VALLE DELLA SCIARA DEL FUOCO	53
Stima residuale dei volumi	53
Sidescan Sonar (sss)	54
Tv Survey	57
Campionamento e descrizione macroscopica della frazione grossolana	59
Interpretazione depositi prossimali	61
CAPITOLO 7 CARATTERIZZAZIONE DELL'AREA DISTALE	64
Strategia di campionamento	64
CAPITOLO 8 DESCRIZIONE LITOLOGICA DELLE CAROTE E SUBSAMPLING	67
Carota VST02-16	67
Carota TTR14 MS342B	69
Subsampling	70
CAPITOLO 9 ANALISI GRANULOMETRICA	72
VST02-16 unico	73
TTR14MS-342B	76

CAPITOLO 10 ANALISI DEI COMPONENTI	78
Lave	79
Lave a leucite	79
Frammenti con tessitura olocristallina	80
Plagioclasti	80
Pirosseni	81
Olivine	81
Frammenti piroclastici	81
Frammenti alterati	81
Frammenti vetrosi con bordi alterati	82
Palagoniti	83
Risultati dell'analisi dei componenti	84
Risultati dell'analisi dei componenti	85
VST02-16	85
TTR14MS-342B	88
TTR14MS-342B	89
CAPITOLO 11 ANALISI PETROGRAFICA E CHIMICA PER GLI ELEMENTI MAGGIORI - SEM (EDS).	91
Introduzione all'analisi	91
Risultati dell'analisi chimica per gli elementi maggiori (SEM)	93
VST02-16	93
TTR14MS-342B	99
TTR14MS-342B	100
CAPITOLO 12 DISCUSSIONE DEI RISULTATI	102
Discussione dei risultati dell'analisi granulometrica	102
Discussione sui risultati dell'analisi dei componenti	107
Discussione sui risultati dell'analisi al SEM	113
Correlazione con prodotti campionati a terra	114
VST02-16	116
TTR14MS342B	121
CAPITOLO 13 STIMA EMPIRICA DEI VOLUMI COINVOLTI NEI FENOMENI DI INSTABILITÀ.	124
CAPITOLO 14 CONCLUSIONI	129

Introduzione al lavoro

I vulcani attivi sono strutture dinamiche, che durante il loro ciclo evolutivo possono subire episodi di instabilità e di collasso laterale. Lo studio dei record geologici e dei vulcani attualmente attivi ha permesso di identificare le tracce di questi fenomeni in numerosi contesti geodinamici, tra i quali di notevole rilevanza sono i versanti delle isole oceaniche e dei vulcani costieri. Fenomeni d'instabilità non sono infrequenti anche sul fianco NW di Stromboli, la più settentrionale delle isole Eolie, che secondo le ricostruzioni di alcuni autori, è stata la sede, negli ultimi 13 ka di almeno quattro eventi di instabilità, con volumi di circa 1 km^3 e di numerosi eventi di instabilità, di intensità medio-bassa.

A testimonianza di ciò, il 28 Dicembre 2002, nell'abito dell'eruzione effusiva 2002-2003 del vulcano Stromboli, due frane, di cui la prima sottomarina e la seconda subaerea, si sono succedute a distanza di circa 7-8 minuti sul fianco della Sciara del Fuoco (SdF), una grande depressione sul fianco NW dell'isola. Analisi dei dati aerofotogrammetrici acquisiti in precedenza e in seguito a tale evento hanno restituito volumi di $8-10 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ per l'evento subaereo, mentre campagne batimetriche condotte nelle zone prospicienti la Sciara del Fuoco hanno evidenziato la presenza di strutture di erosione contigue a quelle subaeree, che suggeriscono la rimozione di un volume nell'ordine di $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ relative al primo fenomeno di instabilità. La conseguenza principale delle due frane è la genesi di tre/quattro onde di tsunami dell'altezza massima stimata in circa 10 m, che dopo pochi minuti, hanno investito violentemente l'area nord dell'isola propagandosi velocemente lungo le sue coste e causando danni alle infrastrutture e alcuni feriti leggeri. Gli effetti degli tsunami sono stati registrati con violenza anche sull'isola di Panarea e nelle restanti isole Eolie, così come a Milazzo (60 km da Stromboli), sull'isola di Ustica (a circa 170 km ad ovest di Stromboli) e nel golfo di Salerno. Ben più gravi sarebbero state le conseguenze se tale evento si fosse manifestato durante la stagione estiva, in concomitanza della quale numerosi turisti frequentano le strutture turistiche dell'isola.

Eventi di questo tipo pongono l'attenzione sulla possibilità che, parallelamente a fenomeni di grande scala, l'isola di Stromboli possa essere interessata da instabilità a scala media bassa.

Attualmente a Stromboli, l'approccio allo studio e alla mitigazione del rischio derivante da frane tsunamogeniche, è stato principalmente quello modellistico.

I modelli fisici rimangono tuttavia dipendenti da parametri geologici, spesso difficilmente definibili soprattutto in aree, come quella di Stromboli, che presentano forti limiti logistici e naturali.

L'area presenta, infatti, notevoli complicazioni che ne impediscono la completa caratterizzazione; tra queste le principali sono il sovrapporsi di numerosi cicli costruttivi e distruttivi, la difficoltà di osservare le strutture geologiche in aree di intensa attività vulcanica ed in particolare la presenza di riempimenti delle nicchie di distacco lasciate dai collassi da parte dei prodotti dell'attività recente del vulcano.

Nelle ricostruzioni strutturali usate classicamente come background geologico per gli attuali modelli fisici, non si fa in oltre riferimento ad alcuni aspetti riguardanti, ad esempio, lo stile delle frane, le dinamiche di movimento o il timing tra i singoli eventi, che sono tuttavia di notevole importanza per la per la precisa riproduzione formulazione del modello. Capire il modo in cui una frana si evolve può essere cruciale per stabilire la sua potenziale pericolosità, includendo in tale definizione la capacità di generare uno tsunami.

Lo scopo principale di questo lavoro è quindi quello di fornire nuovi dati geologici concernenti il numero, la scala, la frequenza ed i meccanismi delle frane cui è soggetta l'isola di Stromboli attraverso lo studio dei sedimenti marini; tali informazioni, integrate con quelle ottenute attraverso le tecniche di rilevamento a terra potranno costituire la base di nuovi modelli fisici che più realisticamente riproducano i fenomeni di instabilità aiutando, inoltre, a migliorarne l'attuale politica di "hazard assessment".

Come già specificato il 30 dicembre 2002, una frana del volume complessivo di $25-30 \times 10^6 \text{ m}^3$ si è staccata dal fianco NW della Sciara del Fuoco, generando il più grande tsunami documentato a Stromboli negli ultimi due secoli.

Un campionamento effettuato tramite *box coring* a circa 24 km N dalla costa NW della Sciara del Fuoco ha recuperato una sequenza torbiditica vulcanoclastica sigillata al tetto da un livello di sabbia vulcanoclastica dello spessore di 2-3 cm. Nello stesso sito questo livello non era presente nel Settembre 2002, appena tre mesi prima del collasso parziale del 30 dicembre, quando una precedente campagna di campionamento con carotiere a gravità era stata eseguita ottenendo una sequenza torbiditici dello spessore di circa 1 m.

Analisi granulometriche, dei componenti indicano che il livello costituisce un deposito di corrente torbida vulcanoclastica; la mineralogia e la composizione chimica degli elementi maggiori dei frammenti vetrosi presenti nelle sabbie è perfettamente in accordo con quella dei materiali coinvolti nella frana del 2002. I dati suggeriscono che questo deposito costituisce l'equivalente distale della frana del 30 dicembre 2002. Studi geofisici nella porzione prossimale della valle della Sciara del Fuoco hanno inoltre ragionevolmente permesso l'individuazione dei depositi grossolani, prossimali della frana in un'area situata tra 1600 e 2000 m di profondità tra 6 ed 8 km dalla costa di Stromboli.

Questi dati sono conformi e suffragano i risultati ottenuti dall'analisi della sequenza campionata nel 2002 (della lunghezza di 1 m) nello stesso sito, nella quale sono presenti i depositi distali di almeno due collassi a grande scala e di numerosi altri eventi a scala medio-piccola avvenuti negli ultimi 5 ka sul versante NW di Stromboli.

Capitolo 2 Stato dell'arte sull'instabilità degli edifici vulcanici e fenomeni correlati

I vulcani attivi sono strutture dinamiche, che, durante il loro ciclo evolutivo, possono essere marcate da episodi di instabilità e di collasso laterale.

Lo studio dei record geologici e dei vulcani attualmente attivi (Siebert, 1984; UI, 1983) ha permesso, ad oggi, di identificare le tracce dei fenomeni di instabilità in numerosi contesti geodinamici.

Fin dal maggio del 1980, data in cui si verificò la spettacolare frana vulcanica che diede vita all'eruzione del Mount St. Helens (Lipman e Mullimeaux, 1981; Voight et al., 1981), l'attenzione della comunità scientifica si è rivolta con attenzione verso i fenomeni di instabilità che coinvolgono gli edifici vulcanici.

Numerose strutture vulcaniche sub-aeree, attribuite in precedenza ad esplosioni di settori dell'edificio (e.g. Williams e McBirney, 1979), sono attualmente reinterpretate come nicchie di distacco, generate da frane, causate da sismicità, intrusione di dicchi all'interno dell'edificio e del basamento, esplosioni laterali, infiltrazioni di acqua e/o idrotermalismo (Siebert, 1984; Leyrit, 2000).

Tale rivisitazione ha portato, ad esempio, autori come Inokuchi (1988), ad individuare più di cento *debris avalanches* prodotte dal collasso laterale di numerosi vulcani del Giappone durante il Quaternario; allo stesso modo Francies (1994) afferma che più di tre quarti dei vulcani andini ha subito fenomeni d'instabilità ed in particolare di collasso di versante durante il suo ciclo di attività.

I collassi di versante non sono un fenomeno esclusivo dei vulcani sub aerei; recentemente, lo studio geofisico dei fondali marini ha permesso di individuare i depositi relativi a collassi di versante sui fianchi di numerose isole oceaniche. Enormi depositi di *debris avalanche* generate dal collasso laterale di ingenti volumi di roccia sono stati rinvenuti alle Hawaii (Fornari e Campbell, 1987; Moore et al., 1989, 1994; Garcia, 1996), alle Canarie (Ablay e Hurlimann, 2000, Carracedo 1996; Holcomb e Searle, 1992; Weaver et al. 1994; Marty et al., 1997; Masson et al., 2001), all'isola della Reunion (Labazuy, 1996; Lenat et al., 1989; Ollier et al., 1998) alle isole Marchesi (Barsczuz et al. 1992; Filmer et al., 1992), a Tristan da Cunha (Holcomb e Searle, 1991), alle Galapagos, così come alle Antille e nelle isole Eolie (Kokelaar e Romagnoli, 1995; Ventura et al., 2006). Alcuni esempi di spettacolari frane vulcaniche nell'arcipelago delle Canarie sono mostrati in figura 1.

La scala dei fenomeni di instabilità che possono coinvolgere le isole vulcaniche varia enormemente; le frane possono manifestarsi come instabilità di piccoli volumi di rocce o dei delta lavici (nell'ordine di poche decine/centinaia di m^3) o come sotto forma di megafrane con volumi maggiori di $1000 km^3$.

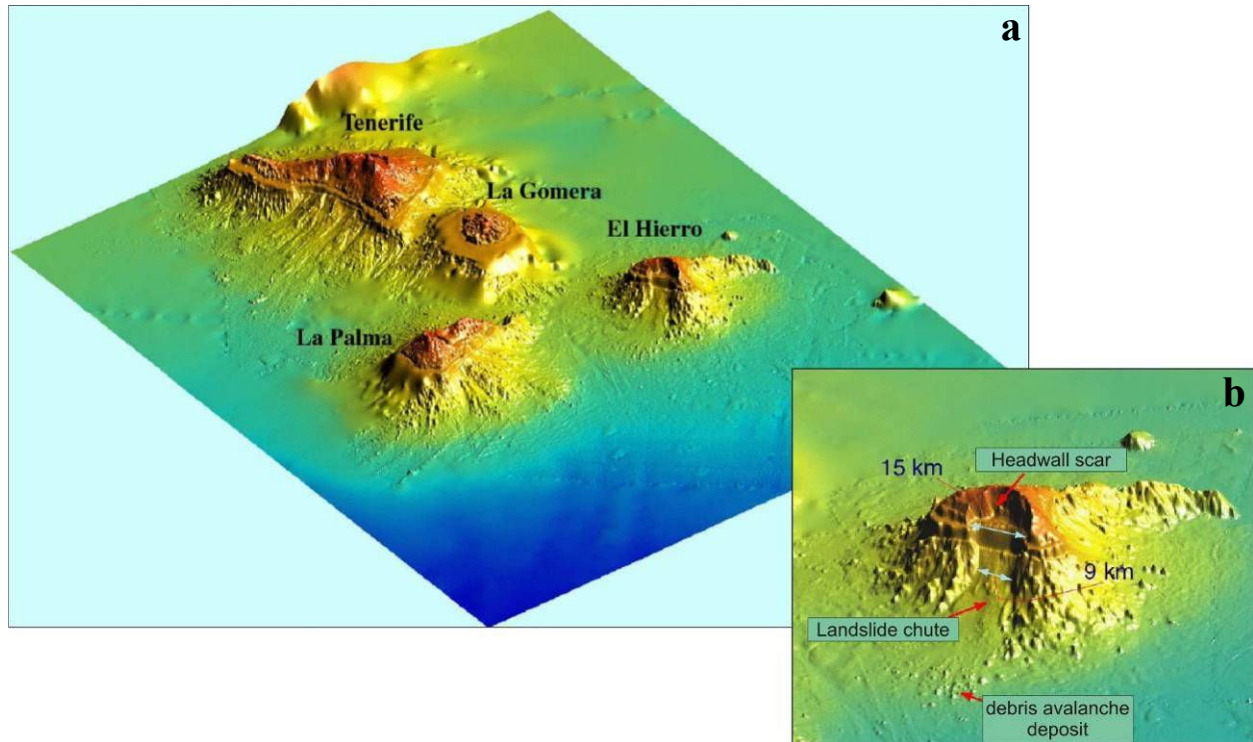


Figura 1 a,b). Esempi di megafrane vulcaniche. a) DTM dell'arcipelago delle isole Canarie sui fianchi delle quali sono evidenti le grandi nicchie di distacco lasciate da megafrane vulcaniche ed i relativi depositi di debris avalanche; b) dettaglio dell'isola di El Hierro in cui sono evidenziate le strutture della frana e i depositi di debris avalanche che si estendono ai piedi dell'edificio vulcanico in continuità con le strutture sub-aeree; Wynn e Masson, Southampton Oceanography Center).

Holcomb e Kienle, (1992) riferiscono di singoli fenomeni di instabilità capaci di coinvolgere fino al 20% dell'intero edificio vulcanico sorgente; esempi di megafrane vulcaniche si trovano alle isole Hawaii (Moore et al. 1989, Moore et al. 1994) o alle isole Canarie (Martin et al. 2001, Wynn et al., 2000, Masson 2006), laddove sono state rinvenute frane del volume stimato di oltre $5000 km^3$.

L'instabilità di un edificio vulcanico è stata definita da McGuire (2003) come “*the condition within which a volcanic edifice has been destabilized to a degree sufficient to increase the likelihood of structural failure of all or part of the edifice*”

Un gran numero di fattori può agire indipendentemente o in associazione per determinare la condizione di instabilità di un edificio vulcanico.

Per quanto riguarda i grandi complessi vulcanici policiclici, la tendenza generale ad essere soggetti a fenomeni di instabilità è largamente dovuta ai continui mutamenti a cui gli edifici sono soggetti durante la loro evoluzione.

L'evoluzione morfologica di un edificio può essere dovuta a fenomeni endogeni (figura 2), come ad esempio la messa in posto di corpi intrusivi discreti o l'intrusione incrementale di grandi corpi magmatici (rifting), o esogeni (figura 3), come il sovraccarico delle strutture, dovuto alla deposizione di ingenti volumi di prodotti vulcanici sulla superficie dell'edificio, in corrispondenza, ad esempio, di grandi eruzioni.

Failure process	Mechanism	Examples
1. Unstable foundation—clays	Decoupling along low friction layer	Hawaii
2. Unstable foundations	Decoupling along low friction layer, with ball-bearing like character	Loihi, Savaii
3. Dykes	Physical displacement of flanks of volcano	Koolau Volcano (Oahu, Hawaii)
4. Cumulates	Physical displacement of flanks of volcano	Kilauea (Hawaii), Mt. Etna, Klyucherskoi volcano (Kamchatka)
5. Thermal alteration	Increase in pore pressure Reduction in strength	Hawaii
6. Edifice pore pressure	Liquidation of overpressured sediments	Mururoa, Ritter Volcano, Surtsey Volcano
7. Unbuttressed structure	Creep	Hawaiian Islands
8. Buried faults	Decoupling along pre-existing zone of low friction added overburden	Hilina System (Hawaii), Mururoa, Niue

Figura 2. Principali processi endogeni che possono generare la condizione di instabilità di un edificio vulcanico e relativi meccanismi di destabilizzazione agenti sulla struttura stessa del vulcano; da Keating e McGuire, 2000.

Una volta instauratasi la condizione di instabilità strutturale in un edificio vulcanico, moltissimi sono i fenomeni che possono innescare l'instabilità vera e propria.

Come i fenomeni che contribuiscono a creare la condizione di instabilità, allo stesso modo i fenomeni che innescano i movimenti di massa possono essere di origine interna o esterna al sistema vulcanico; nella prima categoria possono essere inseriti fenomeni quali la messa in posto di corpi intrusivi o di grandi volumi lavici, la spinta meccanica sulle pareti dell'edificio o la variazione della pressione di pori dovuta a variazione nello stato termico del sistema (Elsworth e Voight, 1996; Day, 1996).

I fenomeni esterni al sistema vulcanico, capaci di innescare l'instabilità, riflettono invece, le caratteristiche del contesto geodinamico nel quale è inserito il vulcano; eventi di questo tipo possono essere considerati ad esempio la sismicità o la neo-tettonica di una determinata zona.

I fattori ambientali a breve scala temporale, e.g. precipitazioni, e a lunga scala temporale, come le variazioni del livello marino, possono ugualmente rivestire un ruolo importante nell'innescare dei fenomeni di instabilità di un edificio vulcanico.

Failure process	Mechanism	Examples
9. Collapse of subaerial deposits	Low cohesion material including ball-bearing like horizons, with low-friction surfaces, often dipping seaward	Hawaii, Ritter Island (PNG), Surtsey volcano (Iceland)
10. Collapse of submarine deposits	Low cohesion water-saturated material including ball-bearing like horizons, with low-friction surfaces	Savaii (Samoa)
11. Endo-upwelling	Excess pore pressure	Johnston Island, Mataiva, Niau lagoon (Mururoa), and Tikehau Atoll (Tuamotu chain)
12. Karst megaporosity	Void spaces and rocks of low mechanical strength	Johnston Island, Mid-Pacific Mountains, Mururoa Atoll
13. Fractures	Low mechanical strength	Johnston Island, Chapman Seamount, Mururoa Atoll, Horizon Guyot
14. Oversteepening	Low cohesion	Hawaii, Reunion Island, Canary Islands
15. Overloading	High pore pressure	Hawaii
16. Sea level change	Low cohesion	
17. Marine erosion	Stress changes—foundation stress changes in magma chamber crustal loading/unloading	Hawaii, Pantelleria, Iceland
18. Climate	Changes in pore pressures turbulence physically disrupting sediments and lavas	Hawaii
19. Weather—hurricanes	Mass wasting high on volcano turbulence moving low cohesion rocks	Hawaii, Kahe Point, Oahu, Hawaii
20. Glacial response	Crustal loading	Pacific
21. Volcanic activity	Physical displacement of low cohesion material	Hawaii, Mt. St. Augustine, Ritter Volcano
22. Uplift and subsidence	Lithospheric flexure	Cross Seamount, Mehatia, Niue
23. Tectonic seismicity	Physical displacement of low cohesion material	Hawaii, Mururoa
24. Anthropogenic	Physical displacement of low cohesion material	Mururoa

Figura 3. Principali processi esogeni che possono generare o favorire l'instabilità di un edificio vulcanico e relativi meccanismi di destabilizzazione; da Keating e McGuire, 2000.

L'enumerazione e la descrizione dettagliata di tutti i fenomeni considerati come probabili *trigger* dell'instabilità di versante si trova in Keating e McGuire, 2000.

Rischio connesso ai fenomeni di instabilità.

Dal punto di vista del rischio vulcanico, il maggior pericolo associato a eventi di instabilità su vulcani “costieri” o sulle isole vulcaniche è legato alla loro capacità di generare onde di tsunami. Circa il 5% di tutti gli tsunami attualmente conosciuti è legato ad attività vulcanica; di questo circa un quinto è dovuto a fenomeni di instabilità e collasso laterale (Smith e Shepherd, 1995). Gli tsunami causati dal collasso di isole vulcaniche costituiscono, d'altro canto, circa il 25% (> 40.000 persone) delle cause di morte connesse alle eruzioni vulcaniche.

Nella storia recente, numerosi disastri vulcanici sono stati il risultato diretto o l'indiretto di frane e fenomeni di instabilità di versante, (ad es. vulcano Oshima-Oshima in Giappone, nel 1741 - Satake and Kato, 2001; Ritter Island, in Papua Nuova Guinea, nel 1888 - Ward and Day, 2003; Johnson, 1987; il Mt St. Augustine, in Alaska, nel 1883 - Beget and Kienle, 1992; il vulcano Krakatau, in Indonesia, nel 1883 - Self and Rampino, 1981 e il vulcano Unzen, in Giappone, nel 1792 - Brantley and Scott, 1993). Come testimoniato dai collassi verificatisi sui vulcani Oshima

Oshima, Unzen e Ritter Island, anche una frana di ridotte dimensioni può generare uno tsunami estremamente distruttivo, qualora si verifichi in aree densamente popolate.

<i>Meccanismi</i>	<i>% eventi</i>	<i>Esempi</i>	<i>Anno</i>	<i>Ht. Tsunami (m)</i>
Terremoti vulcanici	22	Nuove Ebridi	1878	17
Flussi Piroclastici	20	Ruang (Indonesia)	1871	25
		Krakatau (Indonesia)	1883	>10
Esplosioni Sottomarine	19	Krakatau	1883	42
		Sakurajima (Giappone)	1780	6
Formazione caldera	9	Krakatau	1883	2-10
Frane vulcaniche	7	Unzen (Giappone)	1792	6-9
		Ritter Island (PNG)	1888	12-15
Base Surge	7	Ta'al (Filippine)	vari	?
“Hot rock” avalanche	6	Stromboli	2002-3	varia
Lahars	4.5	Mt.Pelée (Martinica)	1902	4.5
Shock waves atmosferiche	4.5	Krakatau	1883	<0.5
Flussi lavici	1	Matavanu (Samoa)	1906-7	3-3.6

Figura 4. Principali cause di innesco degli tsunami vulcanogenici; tratto da Volcanic Tsunamis: past, present, future, McGuire benfield Hazard Research Centre 2003.

Sul vulcano Unzen, nel 1792, il collasso di un duomo vulcanico, del volume di soli 0.34 km³, non connesso ad alcuna attività vulcanica, generò uno tsunami nella baia di Ariake costato la vita a circa 15,000 persone (Hayashi e Self, 1992; Brantley and Scott, 1993).

Il rischio vulcanico connesso agli tsunami non è legato unicamente alle dimensioni degli eventi ma anche alla loro ricorrenza; eventi frequenti ma di piccole dimensioni possono creare gravi danni in termini economici e di vite umane nelle aree esposte.

Dato che gli tsunami possono propagarsi a grandi velocità lungo la superficie del mare, questi possono essere dannosi non solo nelle aree prospicienti le zone di origine ma anche a grandi distanze da esse (McGuire, 2006; Masson et al., 2006). Di seguito vengono riportati alcuni casi di tsunami che sebbene siano di origine sismica ben evidenziano come il movimento di grandi masse di sedimenti possa creare fenomeni distruttivi anche a grande distanza dalle aree sorgenti.

Il primo Aprile del 1946, un terremoto di magnitudo 7.3 si verificò nei pressi della fossa delle Aleutine, vicino all'isola di Unimak, a Ovest dell'Alaska.

In conseguenza del sisma, grandi volumi di sedimenti furono destabilizzati ed il loro movimento verso la fossa delle Aleutine, provocò la formazione di un'onda di tsunami.

Appena 20 minuti dopo il terremoto, la prima onda di tsunami, con un run-up stimato di circa 30 metri, colpì il faro di Scotch Gap situato sulla vicina isola di Unimak distruggendolo completamente, sebbene questo fosse stato costruito in cemento armato e acciaio.

Circa cinque ore più tardi lo tsunami raggiunse le isole Hawaii, viaggiando alla velocità media di circa 659 km/ora.

<i>Vulcano</i>	<i>Anno</i>	<i>Vittime</i>	<i>Notes</i>
Komaga-Take (Giappone)	1640	700	Vittime causate dallo tsunami
Oshima-Oshima (Giappone)	1741	1.475	Collasso innescato da un terremoto: vittime causate dallo tsunami collegato al collasso
Papandayan (Indonesia)	1771	~3.000	40 villaggi completamente distrutti
Unzen	1792	14.528	Vittime causate dallo tsunami
Bandai-san (Giappone)	1888	~500	Numerosi villaggi seppelliti
Ritter Island (Alaska)	1888	~3.000	Vittime causate dallo tsunami
Bezymiany (Russia)	1956	-	Stesso stile del St. Helens
St.Helens (U.S.A.)	1980	57	

Figura 5. Casi recenti di tsunami provocati da frane vulcaniche e relative perdite in termini di vite umane; tratto da Volcanic Tsunamis: past, present, future, MCGuire Benfield Hazard Research Centre 2003.

Al momento in cui l'onda colpì la cittadina di Hilo, sulla Big Island di Hawaii, la sua velocità si era ridotta ad appena 47 km/ora, ma l'onda aveva mantenuto un run-up di oltre di 18 metri. Le vittime furono complessivamente 159, delle quali 90 nella città di Hilo.

Sebbene il caso citato non sia direttamente connesso all'instabilità di una struttura vulcanica, ben evidenzia come possano essere disastrosi gli tsunami laddove non sia possibile prevederli o quantomeno laddove non siano previsti sistemi di monitoraggio adeguati.

Benché non così frequenti e distruttivi come nel Pacifico, gli tsunami sono stati nel passato, e presumibilmente saranno nel futuro, un fenomeno conosciuto anche nel Mediterraneo.

Questi fenomeni sono particolarmente frequenti nel Mediterraneo Orientale, dove, su un totale di 613 forti sismi storicamente documentati, almeno 41 hanno generato tsunami (16 dei quali distruttivi).

La sorgente principale di questi eventi è localizzata nell'Arco Ellenico.

La lunga storia delle civiltà che hanno popolato il bacino del Mediterraneo ha registrato numerosi episodi di ondate devastanti provocate da grandi sismi, eruzioni vulcaniche o frane sottomarine, a partire dallo spaventoso tsunami originato dall'eruzione avvenuta sull'isola vulcanica di Santorino, che intorno al 1650 a.C. spazzò le coste di Creta e segnò la fine della civiltà minoica.

Nel 365 a.C. uno tsunami di grandi dimensioni, dopo aver devastato la costa di Creta, raggiunse la città di Alessandria d'Egitto distruggendola; secondo le ricostruzioni storiche questo evento costò ben 50.000 vittime (Stanley e Goddio, 2000).

Più recentemente, nel Luglio del 1956, uno tsunami generato da terremoto colpì con onde di 20 - 25 m le isole di Amorgos (dove fece 53 vittime) e di Astypalea (Okal et al.2004).

Gli tsunami più violenti che hanno interessato la nostra penisola (1693, 1783 e 1908), hanno colpito principalmente le coste dell'Italia Meridionale, con particolare riferimento a quelle della Calabria e della Sicilia.

Come per quelli generatisi nell'arco Ellenico, gli tsunami che hanno interessato le nostre coste sono principalmente sismogenici.

Il terremoto di Val di Noto (Sicilia Orientale) dell'11 Gennaio 1693 ($M = 6.8$, $I = XI$ MCS) causò la morte di circa 70.000 persone e la distruzione totale di numerosi paesi nelle province di Siracusa, Ragusa and Catania. A seguito di questo sisma uno tsunami di intensità 4 nella scala Ambraseys-Sieberg investì la costa di Augusta e Messina causando ingenti danni alle infrastrutture e alla nutrita flotta di quell'area.

Nel Febbraio del 1783 la Calabria fu interessata da una delle più violente e lunghe crisi sismiche degli ultimi 2000 anni. Il 5 Febbraio si verificò il primo terremoto che danneggiò circa 400 paesi provocando 25.000 vittime; al terremoto fece seguito uno tsunami di intensità 3.

Il 6 Febbraio ci fu una seconda violenta scossa cui seguì uno tsunami disastroso (intensità 6) costato la vita a oltre 1500 persone. Il fenomeno fu probabilmente innescato da una frana sismogenetica sul Monte Paci.

La maggior parte delle vittime furono nella città di Scilla, dove, la popolazione che, per il terremoto, si era rifugiata sulla spiaggia fu sorpresa dall'onda di tsunami il cui *run-up* massimo stimato di circa 9 m.

Lo tsunami più catastrofico mai verificatosi in Italia, è stato generato nello stretto di Messina il 28 Dicembre 1908 in concomitanza di uno dei terremoti più forti mai avvenuti in Italia.

Il sisma causò la distruzione quasi totale delle città di Messina e di Reggio Calabria, e di numerosi altri paesi e centri minori.

Lo tsunami, caratterizzato inizialmente da un marcato ritiro del mare durato alcuni minuti, seguito da inondazioni connesse ad almeno tre grosse ondate, raggiunse la sua massima intensità (6 nella scala Ambraseys-Sieberg) a Pellaro, Lazzaro e Gallico sulla costa calabrese e a Riposto, Briga e Paradiso sulla costa siciliana. Il *run-up* massimo fu misurato a S. Alessio (11.70 m) e a Pellaro (13 m) sulle coste siciliana e calabrese rispettivamente. In molte altre località le onde raggiunsero altezze di 8-10 m. I morti causati dallo tsunami furono diverse centinaia.

L'ultimo tsunami in ordine di tempo verificatosi sulle coste italiane è stato generato a seguito di due frane vulcaniche sul fianco NW dell'isola di Stromboli, il 30 Dicembre 2002. Di questo evento si darà, in seguito, un'ampia descrizione.

Mitigazione della pericolosità e del Rischio da tsunami

I danni principali che gli tsunami sono capaci di arrecare sono connessi alla fisica delle onde.

Effetti secondari sono rappresentati dai detriti scagliati come proiettili dall'onda, dall'erosione rapida che può compromettere le fondamenta delle costruzioni, dagli incendi che possono scaturire come conseguenza della distruzione delle linee elettriche e delle condutture del gas.

Gli effetti terziari riguardano la possibilità di compromettere la fertilità dei terreni e la potabilità delle falde acquifere.

Le aree principalmente interessate da grandi terremoti con epicentro in mare, che possono avere come conseguenza uno tsunami, sono tipicamente quelle prospicienti l'Oceano Pacifico. In queste aree, sin dal 1950 sono attivi sistemi di monitoraggio continuo e di allarme.

Il più grande sistema di monitoraggio e allerta per gli tsunami, è il PTWS (*Pacific Tsunami Warning System*) attualmente attivo nell'oceano Pacifico figura

Il PTWS è stato istituito nel 1946 dall'Agenzia statunitense NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) e comprende 26 partecipanti internazionali (figura 6) che contribuiscono con stazioni sismiche e mareografiche all'interno del bacino Pacifico.

Il compito del sistema è quello di raccogliere in tempo reale, via satellite, le informazioni provenienti dalle stazioni nazionali, elaborarne i dati, valutare la potenziale pericolosità di eventi sismici e trasferire rapidamente le informazioni ai paesi membri attraverso la sede centrale o Pacific Tsunami Warning Center (PTWC) situato ad Honolulu, Hawaii.

Il processo di analisi dei dati e invio dell'allarme richiede circa un'ora, con conseguente impossibilità di allertare tempestivamente le aree ubicate in un raggio di 7-800 km dal punto di origine dello tsunami.

Allo scopo di rendere possibile l'allarme anche entro tali distanze sono stati creati diversi Centri Regionali per l'allertamento nelle aree in cui più frequentemente sono generati gli tsunami;

alcuni dei centri satelliti più importanti sono collocati in Giappone, Kamchatka, Polinesia Francese, Alaska isole Hawaii e Cile.

Come tutti i sistemi di Protezione Civile, l'efficacia dell'avviso precoce di tsunami dipende molto dalla capacità delle autorità locali di rendersi conto dell'esistenza del pericolo e di diffondere capillarmente e rapidamente le informazioni tra tutti i potenziali interessati, nonché dall'educazione della popolazione a recepire l'avviso e a spostarsi tempestivamente dalle aree di potenziale pericolo.

A differenza di quanto accade per l'Oceano Pacifico, il bacino del Mediterraneo non si presta alla realizzazione di sistemi di monitoraggio e allarme che consentano di avvertire la popolazione in tempi rapidi. Nei mari europei i tempi di tragitto di un'eventuale onda di tsunami, dalla sorgente del maremoto, alla costa sono infatti relativamente brevi e generalmente non superiori a 30 min.

Questo tempo è ancora minore per i maremoti che si verificano nei mari italiani, dove solitamente le onde colpiscono le coste solo una decina di minuti dopo il verificarsi della scossa. La principale causa di questo è da ricercare fondamentalmente nel fatto che la maggior parte dei terremoti tsunamigenici si verificano in mare a poca distanza dalla costa o addirittura in terra molto vicino alla costa.

Proprio a causa della difficoltà di stabilire reti di monitoraggio che permettano di individuare e informare tempestivamente la popolazione in caso di tsunami, qualsiasi sia la loro sorgente (tsunami sismogenetici, associati ad eruzioni vulcaniche, frane sottomarine o costiere) la politica di mitigazione del rischio da tsunami intrapresa dall'Italia si è essenzialmente indirizzata verso l'analisi dettagliata degli eventi passati.

Questo studio è stato condotto principalmente dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) in collaborazione con altri enti statali tra cui varie università italiane (e.g. Università di Bologna). Le tematiche di ricerca affrontano diversi filoni; i principali sono: la ricerca del potenziale rischio dovuto ai maremoti lungo le coste italiane, effettuata attraverso metodi statistici e deterministici (Tinti et al., 2004), l'identificazione di depositi di paleotsunami (De Martini et al., 2003) in aree già in precedenza colpite da tali fenomeni (e.g. Gargano).

Contemporaneamente è stato realizzato il primo catalogo dei maremoti italiani (Tinti e Maramai, 1996), recentemente prodotto in forma di database digitale rivisto e aggiornato (Tinti et al., 2004). Il nuovo catalogo italiano digitale contiene 67 eventi, dall'eruzione pliniana del Vesuvio (79 d.C.) al maremoto di Stromboli del 2002.

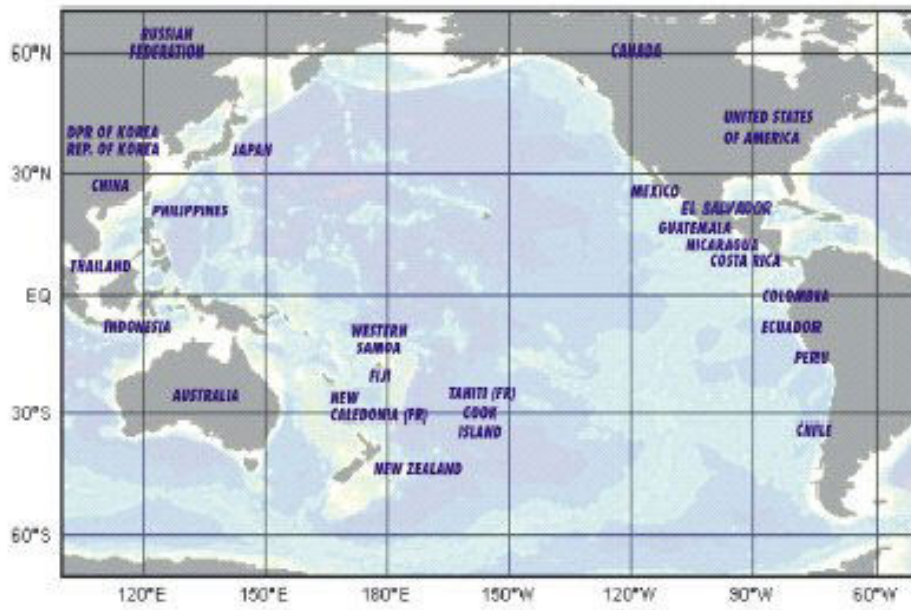


Figura 6. Principali membri partecipanti al PTWS: Australia, Canada, Cile, Cina, Colombia, isole di Cook, Costa Rica, Corea del Nord, Ecuador, El Salvador, Fiji, Francia, Guatemala, Indonesia, Giappone, Malesia, Messico, Nuova Zelanda, Nicaragua, Perù, Filippine, Corea del Sud, Russia, Samoa, Singapore, Thailandia, USA e Vietnam.

Capitolo 3 Frane vulcaniche e depositi torbidity

Sebbene gli tsunami lascino record geologici subaerei, sotto forma di depositi dalle caratteristiche ormai codificate, questi spesso possono essere frammentari, soggetti ad erosione e mancare totalmente di potenziale di preservazione.

Depositati di tsunami, sono stati rinvenuti in record geologici e in numerosi contesti geodinamici attivi, ma risultano estremamente difficili da riconoscere e possono talvolta essere interpretati come sedimenti depositati a seguito di tempeste particolarmente intense.

Nei siti caratterizzati da una forte dinamica costiera o da una intensa attività vulcanica, i depositi di tsunami possono, inoltre, subire fenomeni di rimaneggiamento o essere completamente oblitterati dalla deposizione di nuovi sedimenti marini.

Il potenziale di preservazione di questi depositi si riduce poi ulteriormente, se si tratta di depositi sottili, generati da tsunami di intensità medio - bassa.

Acclarata la ridotta capacità di preservazione dei depositi di tsunami, si può ben capire come difficilmente questi possano essere usati come marker geologici, testimoni di tsunami e delle frane che li hanno generati.

Ai collassi laterali degli edifici vulcanici viceversa sono inevitabilmente associati fenomeni di trasporto in massa, che trasferiscono i materiali coinvolti nei collassi, dalla zona sorgente a quella di deposizione (figura 7).

Nel caso di eventi di ridotta entità le distanze percorse si aggirano nell'ordine delle centinaia di metri, mentre all'estremo opposto, nel caso di megafrane, le debris avalanche da queste generate, possono trasportare i detriti a distanze di alcune centinaia di km ([Stoopes e Sheridan, 1992](#); [Moore et al., 1994](#)).

Una caratteristica distintiva dei grandi movimenti di massa è quella di evolversi nelle aree distali in correnti torbide ad alta energia che possono trasportare volume di oltre 500 km³ verso le piane abissali, con *run-out* stimati di oltre 200 km.

Secondo studi recenti (inserire referenze [Masson et al., 2006](#); [McGuire, 2006](#)), questi record sedimentari marini, hanno evidenziato a differenza di quelli subaerei, ottime capacità di preservazione, continuità spaziale e temporale, candidandosi a rappresentare uno dei marker geologici ideali per fenomeni come frane e tsunami.

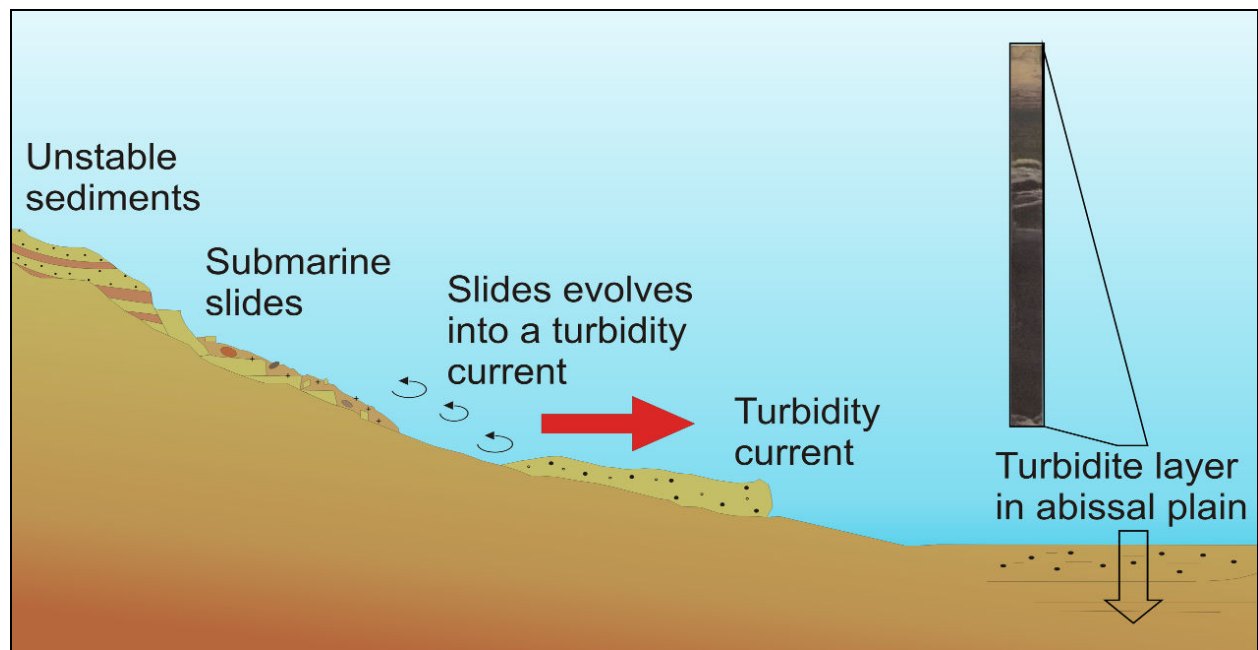


Figura 7. Schema per la formazione di depositi di torbiditici legati ad instabilità di versante in ambiente vulcanico, modificato da [Rothwell et al. 1998](#). I sedimenti vulcanici vengono perturbati e rimobilizzati, generando una frana sottomarina la quale a sua volta evolve in una corrente di densità (*turbidity current*) che si muove lungo il fianco sommerso dell'edificio vulcanico. Le correnti infine depongono il loro carico nella piana abissale. Lo stesso tipo di processo è auspicabile nel caso di una frana sub-aerea che si propaghi in acqua.

Quale che sia la loro origine (frane, eruzioni, tsunami o grandi terremoti) i sedimenti marini offrono la possibilità di essere correlati con le zone di origine e i record sedimentari subaerei.

I metodi di correlazione stratigrafica trovano in questi depositi una nuova dimensione per lo studio delle sorgenti dalle quali si originano gli tsunami, offrendo la possibilità di individuarne la localizzazione geografica e l'estensione spaziale e fornendo così un record temporale continuo degli eventi di instabilità e degli tsunami che hanno interessato una data area geologica.

Recentemente lo studio delle sequenze torbiditiche è stato impiegato in paleosismologia lungo i margini della Cascadia ([Adams, 1990](#); [Goldfinger et al., 1999](#); [Goldfinger et al., 2000, 2003](#); [Nelson et al., 2003](#)), nel Puget Sound ([Karlin e Abella, 1992](#)), nel trench giapponese ([Inouchi et al., 1996](#), [Nakajima e Kanai 2000](#), [Shiki et al., 2000](#)), nel Mar Mediterraneo ([Kastens, 1984](#); [Anastasakis e Piper, 1991](#); [Nelson et al., 1995](#)), nel Mar Morto ([Niemi e Ben-Avraham, 1994](#)), nel nord della California ([Field, 1984](#)) e nell'oceano Antartico ([Grantz et al., 1996](#)); questa tecnica si sta velocemente evolvendo come uno strumento preciso per lo studio sismotettonico dei grandi sismi tsunamigenici che hanno colpito quelle aree.

Come già avvenuto da parte degli studiosi della comunità paleosismogenica, la strategia di studio dei depositi torbiditici è stata applicata con successo anche allo studio delle frane vulcaniche

nelle isole Hawaii e nelle isole Canarie (Garcia, 1994, 1996; Weaver et al. 1994; Masson et al, 2002; Wynn and Masson, 2003; Masson et al. 2006].

Garcia (1996), riporta di correnti torbide generate a seguito di grandi frane sui fianchi delle isole Hawaii, i cui prodotti sono stati campionati ad una distanza di oltre 1000 km dalla sorgente e sopra ostacoli topografici dell'altezza di oltre 500 m (e.g., Dolan et al., 1989; Sherman et al., 2002).

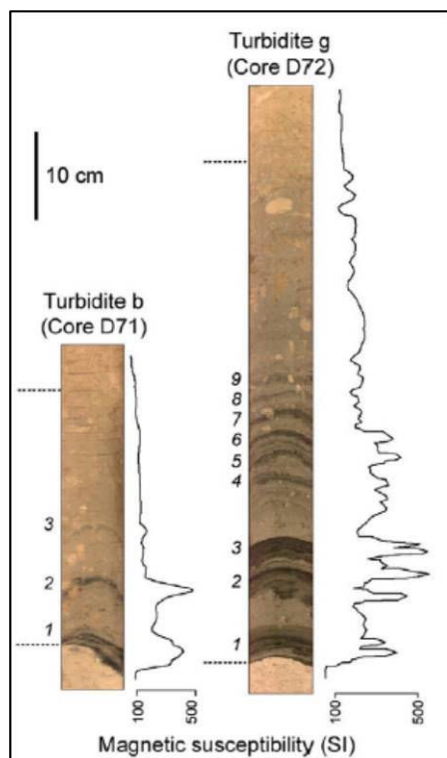


Figura 8. Esempio di sequenze di sedimenti al cui interno sono ben evidenti unità torbiditiche derivanti da megafrene generate dai fianchi delle isole Canarie. La base e il tetto delle torbiditi sono limitate da sedimenti pelagici/emipelagici; le curve della suscettività magnetica evidenziano la concentrazione di sedimenti vulcanoclastici all'interno delle torbiditi mentre marcano una netta riduzione della suscettività magnetica nei depositi pelagici/emipelagici praticamente privi di frammenti magnetici; da Wynn e Masson; 2003

Allo stesso modo, Weaver et al. (1994), correlano depositi di corrente torbida campionati ad oltre 600 km dalla sorgente, a grandi frane verificatesi sui fianchi delle isole di La Palma e di El Hierro, le più occidentali dell'arcipelago delle Canarie.

Sebbene lo studio completo dei fenomeni legati ai collassi di versante sia ben lungi da essere completato e richieda un ulteriore impegno di tempo e mezzi, i dataset finora raccolti

sembrano indicare che collassi di versante siano fenomeni ubiquitari, talvolta frequenti nel normale ciclo evolutivo dei vulcani oceanici o insulari.

È inoltre evidente che la redistribuzione dei materiali coinvolti nei fenomeni d'instabilità all'interno dei bacini sedimentari avviene ragionevolmente attraverso movimento in massa, tra i quali, le correnti torbide rivestono un ruolo fondamentale.

Recentemente Wynn e Masson (2003), hanno usato i depositi di corrente torbida (figura 8), non solo come testimoni della presenza di grandi collassi di versante, ma anche come ottimi indicatori delle dinamiche dei collassi stessi; all'interno dei depositi torbiditici gli autori individuano la presenza di sequenze di sub-unità torbiditiche le cui caratteristiche sedimentologiche potrebbero permettere di discriminare un singolo impulso di frana da una frana a carattere retrogressivo o multifase.

Come con tutti i depositi che non hanno un legame fisico diretto con le sorgenti da cui derivano, i depositi marini legati a frane tsunamigeniche devono essere distinti dai depositi che li

circondano attraverso la loro correlazione regionale, la datazione o altri criteri che ne garantiscano la dovuta caratterizzazione.

Accoppiando i metodi classici della sedimentologia a quelli di estrazione più vulcanologica si possono ottenere inoltre numerose informazioni sulla petrologia e sulle caratteristiche mineralogiche della sorgente nel tentativo di individuarne la posizione precisa e l'estensione.

Capitolo 4 L'isola di Stromboli

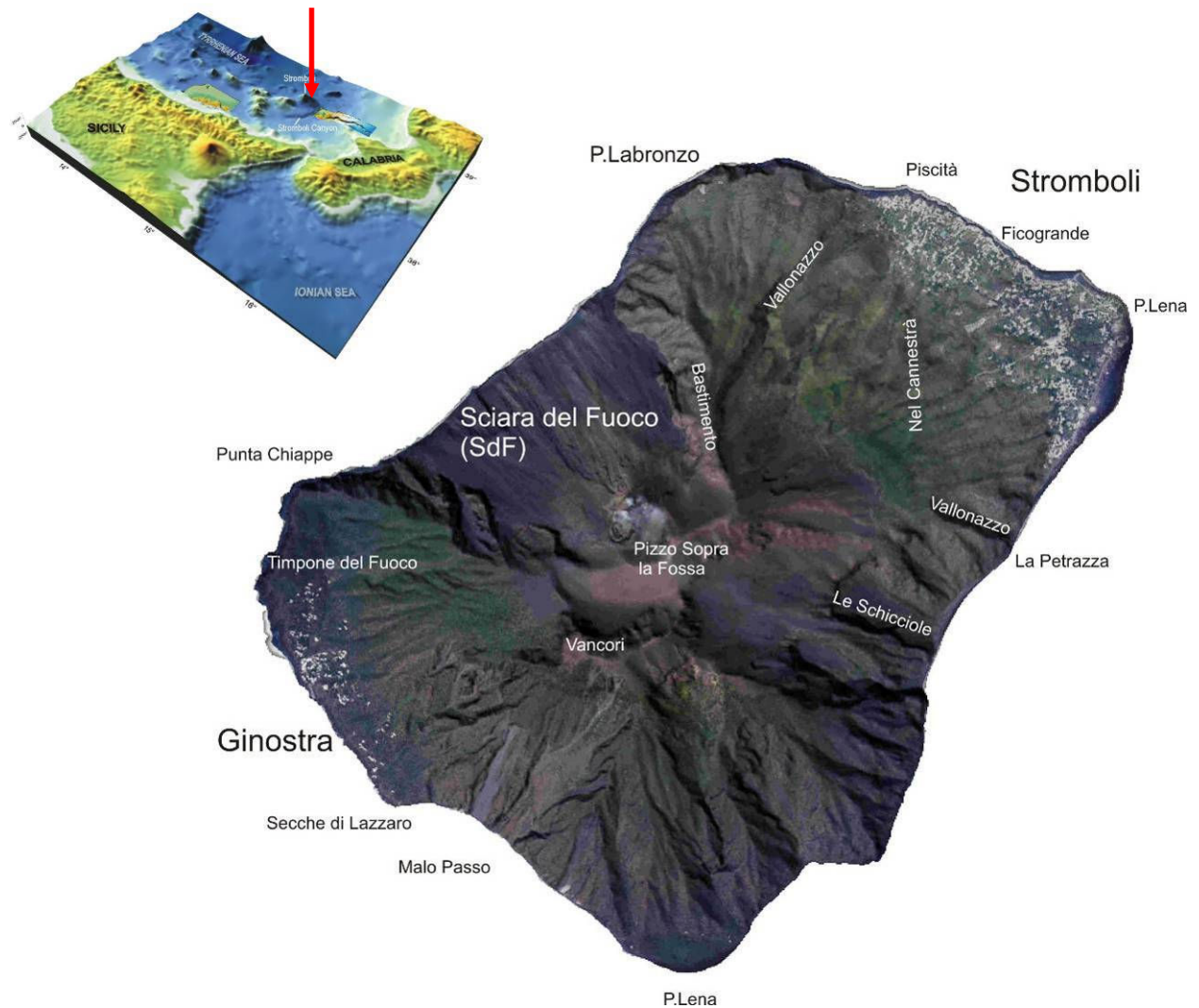


Figura 9. DTM dell'isola di Stromboli su cui sono evidenziati i principali toponimi a cui verrà in seguito fatto riferimento nel testo; nell'inlet superiore l'arcipelago delle Eolie.

Stromboli è l'isola più settentrionale dell'arco eoliano (figura 9). L'apparato vulcanico di Stromboli si eleva dal fondale tirrenico da profondità comprese tra 1.700 – 2.200 m nella zona a nord e ovest dell'isola e i 1200-1500 sul fianco sud ed est; la parte emersa dell'isola (12 km²) ha un'altezza di 924 m, per uno sviluppo totale di circa 3000 m.

Il vulcano presenta una forma complessivamente simmetrica e regolare lungo un asse nord-ovest, sul quale si concentrano le maggior parte delle bocche, delle fratture eruttive e dei dicchi.

L'attuale aspetto dell'isola rispecchia un'evoluzione geologica complessa, risultato dell'alternarsi di cicli costruttivi e distruttivi.

L'edificio, la cui età è di circa 100 ka (Gillot e Keller, 1993) si imposta su un precedente complesso vulcanico sviluppato lungo un asse NE-SW attualmente rappresentato dal *neck* di Strombolicchio (datazione K/Ar 204 ± 25 ka, Gillot e Keller, 1993) costituito da strutture intrusive verticali quali dicchi intercalati a breccie e lave, con composizioni andesitico-basaltiche e affinità calco-alcaline.

Rosi propone due cicli principali di evoluzione del vulcano, la transizione tra i quali è marcata da uno spostamento verso nord-ovest dei centri eruttivi e da un significativo cambiamento nella composizione del magma.

La ricostruzione stratigrafica proposta da Keller et al., (1993) e da Hornig-Kjarsgaard et al., (1993) propone di suddividere l'attività eruttiva in sette periodi principali:

- Strombolicchio (200 ka)
- Paleostromboli I (100-64 ka)
- Paleostromboli II (64-55 ka)
- Paleostromboli III (55-35 ka)
- Scari (35 ka)
- Vancori (25-13 ka)
- Neostromboli (13-6 ka)
- Stromboli Recente, Sciara (6 ka-attuale)

Di seguito riportiamo schematicamente le principali caratteristiche dei periodi evolutivi ipotizzati da Keller et al. (1993) e da Hornig-Kjarsgaard et al. (1993):

Paleostromboli

I prodotti del Paleostromboli possono essere suddivisi in tre cicli principali rappresentati da depositi piroclastici, quali breccie, lapilli e pomici, alternati a prodotti effusivi ad affinità prevalentemente calcalcalina e calcalcalina alta in potassio che formano la parte più antica del cono vulcanico (85-35 ka; Gillot e Keller, 1993)

Paleostromboli I (PST I)

PST I può essere ulteriormente suddiviso in:

- *lave inferiori*, costituite da andesiti appartenenti alla serie calco-alcalina ricca in potassio (HKCA); costituiscono i prodotti più antichi del cono di Stromboli.

- *piroclastiti: serie delle piroclastici della Petrazza*, rappresentate da breccie esplosive, lapilli da attività stromboliana, fallout di scorie e pomici, flussi piroclastici e *lahar*. Tali depositi indicano un'alta esplosività del primo periodo di attività del vulcano.
- *lave superiori*, andesiti ed andesiti basaltiche ricche in potassio. Dicchi di composizione transizionale da CA a HKCA.

Paleostromboli II (PST II)

Il passaggio da PST I a II è marcato da una pronunciata discordanza vulcano-tettonica. Il PST I si conclude con un collasso calderico, la cui struttura (di forma ellittica) è stata successivamente colmata dalle sequenze laviche emesse durante il PST II. I prodotti emessi durante questo periodo sono lave andesitico-basaltiche con contenuto di K₂O più basso rispetto a PST I. Sono state suddivise in due unità vulcano-stratigrafiche chimicamente ben distinte:

- *lave di Rina*; lave andesitico-basaltiche transizionali tra le serie CA e HKCA costituite da flussi di spessori metrici (c. 2 m) intercalati con breccie *aa* e coperte da agglomerati di scorie rosse (c. 2 – 3 m); l'intera sequenza dei flussi si sviluppa per uno spessore di circa 50 m.
- *lave dell'Omo*, andesiti basaltiche ad affinità CA, con spessore totale di circa 20-30 m generalmente composte da sei, sette flussi dello spessore di 1-2 m intercalati talvolta con livelli di breccie.

Paleostromboli III (PST III)

Durante il periodo del PSTIII l'apparato vulcanico raggiunge un'altezza superiore ai 700 m; i prodotti sono costituiti da lave e piroclasti ad affinità HKCA o debolmente shoshonitica. Alcune delle lave emesse durante questo periodo sono caratterizzate dalla presenza di biotite (lave di Rina e Malo Passo).

Scari

Il complesso di Scari, datato a circa 35.000 anni, è per lo più affiorante nell'area omonima e a SW della stessa, all'interno di uno hiatus stratigrafico tra il PSTI e il PSTII; è costituito da una sequenza il cui spessore raggiunge i 50 m formata da bombe e depositi di lahar e flusso piroclastico. La facies tipica del complesso di Scari affiora esclusivamente nel settore NE dell'isola e deriva probabilmente da un centro eruttivo locale. Viene suddiviso ulteriormente in *tufi di Scari inferiori* (costituiti da tufi a lapilli e cenere grossolana), *lave di Scari* (rappresentato da un singolo flusso di lava shoshonitica dello spessore di 2 - 4 m), *tufi di Scari superiori*

(costituita da attività freatomagmatica con depositi di *surge*, livelli di cenere e lapilli accrezionali con impatti di balistici).

Vancori

In seguito al collasso calderico che segna la fine della fase del Paleostromboli, un nuovo edificio vulcanico nasce all'interno caldera sommitale. I prodotti eruttivi del Vancori possono essere suddivisi in tre fasi principali, ognuna delle quali viene separata da un evento esplosivo che smantella la porzione sommitale del cono e determina la messa in posto di una breccia lavica.

Si possono distinguere le *lave del Vancori inferiore*, costituite da una sequenza di sottili flussi lavici (basalti shoshonitici - shoshoniti) alternati da abbondanti breccie scoriacee; a queste fanno seguito in discordanza angolare le *lave del Vancori intermedio*, rappresentate da alternanze di lave massive e lave scoriacee. Il passaggio dalle lave del vancori inferiore alle *lave superiori del Vancori* avviene anch'esso in discordanza angolare. Le lave del Vancori superiore sono rappresentate da alternanze di lave con livelli piroclastici e breccie; tali prodotti segnano il passaggio a termini più evoluti, quali latiti e trachiti contenenti anfibolo; proprio durante questo periodo l'apparato vulcanico raggiunge il suo massimo sviluppo. La fase del Vancori si conclude con il collasso della porzione sommitale e del fianco NW dell'edificio, accompagnato da un evento esplosivo che determina la messa in posto della *breccia del Frontone*. Si tratta di una breccia esplosiva costituita da bombe scoriacee di grandi dimensioni, con caratteristiche chimiche tra le latiti del Vancori superiore e i prodotti shoshonitici del periodo successivo.

Neostromboli

La porzione sud-orientale e nord-occidentale dell'isola, ai due lati della depressione della Sciara del Fuoco, sono interamente ricoperti da una successione monotona di lave ad affinità pronunciatamente shoshonitica. L'attività del Neostromboli è in fatti prevalentemente di tipo effusivo, con l'emissione di colate laviche ricche in potassio da un centro eruttivo situato tra l'area detta *Fossetta* e l'attuale area del *Pizzo sopra la Fossa*. L'attività del Neostromboli è inoltre caratterizzata dalla presenza di numerosi centri parassitici e fratture eruttive, quali il *Timpone del Fuoco*, *Labronzo*, *nel Cannestrà*. L'attività del Neostromboli termina con un importante evento esplosivo durante il quale vengono messi in posto i depositi piroclastici delle *Secche di Lazzaro*. La sequenza è costituita da una successione di livelli cineritici di ricaduta, ricchi in lapilli accrezionali intercalati a depositi di *debris flow*. L'evento eruttivo ha le caratteristiche di un'esplosione freatomagmatica ed è stato associato al collasso di settore che ha

interessato nuovamente il fianco NW del vulcano nelle fasi finali del periodo Neostromboli (Bertagnini & Landi, 1996).

Stromboli Recente e Sciara

Con questo termine si designa il periodo di attività moderno della Sciara, più in generale si intende il periodo che segue il Neostromboli. Comprende le lave di San Bartolo, che rappresentano l'evento effusivo più recente verificatosi all'esterno della Sciara.

Il passaggio Neostromboli-Sciara è datato tra i 5 e i 10 ka BP (Gillot, 1984); tale transizione viene fatta coincidere con l'ultimo collasso vulcano-tettonico del settore nord-occidentale che ha dato la forma attuale alla depressione della Sciara del Fuoco (SdF).

In concomitanza del collasso mutano inoltre lo stile eruttivo e la composizione chimica dei prodotti emessi. I prodotti della Sciara mostrano infatti una regressione verso composizioni debolmente shoshonitiche e contenuti in potassio sensibilmente inferiori. I principali prodotti emessi in questo periodo sono:

- *piroclastici del Pizzo Sopra la Fossa*; tufi e breccie tufacee con stratificazione irregolare, altamente fumarolizzate con composizione basaltico-shoshonitica, emesse da un centro eruttivo oggi smantellato situato all'interno della Sciara del Fuoco.
- *lave della Fossetta*; lave a composizione basaltico-shoshonitica legate ad una fase in cui la depressione della Sciara non aveva ancora raggiunto l'attuale morfologia.
- *scorie e lave della Sciara Recente*; di questa fase che costituisce l'attuale attività del vulcano si darà una descrizione più esauriente in seguito.

L'attività vulcanica recente (IV-VII sec. a.C. – oggi)

Come indicato da Rosi et al. (2000), la fase recente dell'attività di Stromboli può essere suddivisa in due periodi ben distinti in base alla tipologia dei prodotti emessi.

La tefrostratigrafia e le datazioni tramite il metodo del ^{14}C indicano che l'attività recente di Stromboli iniziò a partire dal IV - VII secolo d.C., dopo un significativo periodo di quiescenza. L'attività precedente, almeno fino al IV secolo a.C. (età inferiore misurata nelle successioni di tefra) è caratterizzata da esplosioni "hawaiane" con episodi di fontanamento di lava sostenute e alimentate da un magma mediamente porfirico alternate a periodi di quiescenza o da eruzioni stromboliane di media entità.

I prodotti legati a questa attività sono indicati come appartenenti alla così detta Lower sequence. Le composizioni di tali prodotti sono variabili dalle shoshoniti, alle latiti fino alle andesiti HK.

L'attività che inizia a partire dal IV-VII secolo d.C. mostra le stesse caratteristiche dell'attività attuale ed è dominata da esplosioni quasi continue di medio-bassa intensità durante le quali vengono emesse cenere grossolana e scorie scure ricche in cristalli; occasionalmente tale attività è interrotta da crisi eruttive (parossismi) durante le quali vengono emesse scorie scure e pomici dorate povere in cristalli con composizione di roccia totale pressoché analoga a quella delle scorie scure.

I prodotti legati a questa attività vengono fatti appartenere ad un periodo denominato Upper Sequence.

Il chimismo dei prodotti della Upper Sequence varia da basalti HK a andesiti basaltiche HK. Come per il chimismo, anche per quanto riguarda le caratteristiche tessiturali i prodotti dell'Upper Sequence mostrano sensibili differenze rispetto alla Lower Sequence; si hanno infatti, prodotti caratterizzati da una maggiore porfiricità che raggiunge il 50% nelle scorie e il 10% nelle pomici.

La composizione della matrice vetrosa delle scorie ha affinità shoshonitica con contenuti di $K_2O \approx 3.9-4.7wt\%$, $MgO \approx 3.5wt\%$ e $CaO \approx 7.5-8wt\%$, mentre la matrice vetrosa delle pomici ha una composizione basalto shoshonitica/basalto HK con tenori in $K_2O \approx 2.2-2.3wt\%$, $MgO \approx 5-6\%$ e $CaO \approx 11.5-12.5wt\%$.

Tali composizioni si mantengono pressoché costanti sia nell'Upper Sequence che nell'attività attuale (Rosi et al. 2000).

Attività attuale

L'attività "ordinaria" di Stromboli ha luogo ad una quota di 750 m s.l.d.m., da un complesso di tre crateri, allineati in direzione NE-SW all'interno della depressione della Sciara del Fuoco; le esplosioni avvengono da varie bocche situate all'interno dell'area craterica sommitale, la cui morfologia cambia frequentemente per collassi, migrazioni delle bocche ed esplosioni più violente che smantellano i crateri.

L'attività consiste in esplosioni intermittenti di media energia, della durata di pochi secondi ad intervalli di 10-20 m durante le quali vengono emesse piccole quantità di bombe scoriacee incandescenti, lapilli, cenere e blocchi con velocità di uscita compresa tra 20 a 120 metri al secondo ed altezze comprese tra poche decine fino ad alcune centinaia di metri (figura 10). L'attività eruttiva è associata ad un degassamento pressoché continuo dall'area craterica, il cui volume stimato è di 6000-12000 t/gi e che consiste principalmente di H_2O (3200-6300 t/g), CO_2 (2900-5800 t/g), SO_2 (400-800 t/g) e quantità minori di HCl e HF (Allard et al., 1994). I materiali emessi da queste esplosioni ricadono nelle immediate vicinanze e spesso formano



Figura 10. Tipico esempio delle esplosione che caratterizzano l'attività normale del vulcano di Stromboli.

piccoli coni ripidi o piccoli *hornitos*. Periodi di totale inattività, senza lanci di materiale sono piuttosto rari.

Il più lungo, tra quanti registrati, si è protratto per circa 2 anni, dal 1908 al 1910. Periodi di prolungata quiescenza della durata di qualche mese, sono stati registrati a varie riprese. L'attività normale può essere periodicamente interrotta da esplosioni discrete di maggiore energia, definiti come eruzioni maggiori o parossismi, in base alla zona interessata dalla ricaduta dei prodotti (figura 11). Caratteristica comune a tutti i parossismi ed alla maggior parte delle esplosioni maggiori è l'emissione di pomici

chiare altamente vescicolare e quasi afiriche. I parossismi rappresentano le manifestazioni più energetiche del vulcano di Stromboli; consistono in violente ed improvvise esplosioni “tipo cannonata” durante le quali avviene l'emissione sostenuta di pomici e scorie incandescenti, ceneri, bombe e blocchi litici a distanze considerevoli fino ad interessare le zone abitate dell'isola.

Tali esplosioni possono produrre nubi convettive che raggiungono quote di 10 km. Durante i parossismi sono emessi volumi sensibilmente maggiori di materiali rispetto alle eruzioni normali e alle così dette maggiori e frequentemente si possono avere profonde modificazioni dell'area craterica (Barberi et al., 1993). In conseguenze delle crisi parossistiche si possono inoltre generare *hot avalanches* come nel 1930, 1944 e 2003.

I getti orientati di materiale caldo generano una sostenuta ricaduta di materiale su versanti molto inclinati innescando inoltre valanghe di detrito. L'analisi dei dati storici fornisce un tempo di ritorno di circa 5 anni, con intervallo massimo e minimo tra due eventi rispettivamente di 32 e 1 anno (Barberi et al., 1993).



Figura 11. Eruzione parossistica del 5 Aprile 2003 durante la quale la colonna eruttiva ha raggiunto l'altezza di circa 4 km. Foto S. Ballarò



Figura 12. Immagine della colata lavica nell'ambito dell'eruzione 2002-2003. Foto da www.swisseduc.ch

L'attività vulcanica di Stromboli è inoltre rappresentata da crisi effusive (figura 12).

Nell'ultimo secolo sono riportati circa 28 episodi durante i quali si sono avute emissioni laviche; i prodotti emessi sono rappresentati principalmente da colate laviche di tipo "aa" di spessore variabile, le quali si

riversano all'interno della Sciara di

Fuoco e quindi non rappresentano un pericolo per la popolazione dell'isola.

Le colate fuoriescono generalmente attraverso fratture eruttive nella zona craterica o all'interno della Sciara del Fuoco ma possono generarsi anche per tracimazione dal bordo craterico. Non ci sono evidenze di fratture o crateri parassiti aperti al di fuori della Sciara in epoca recente (post-Sciara).

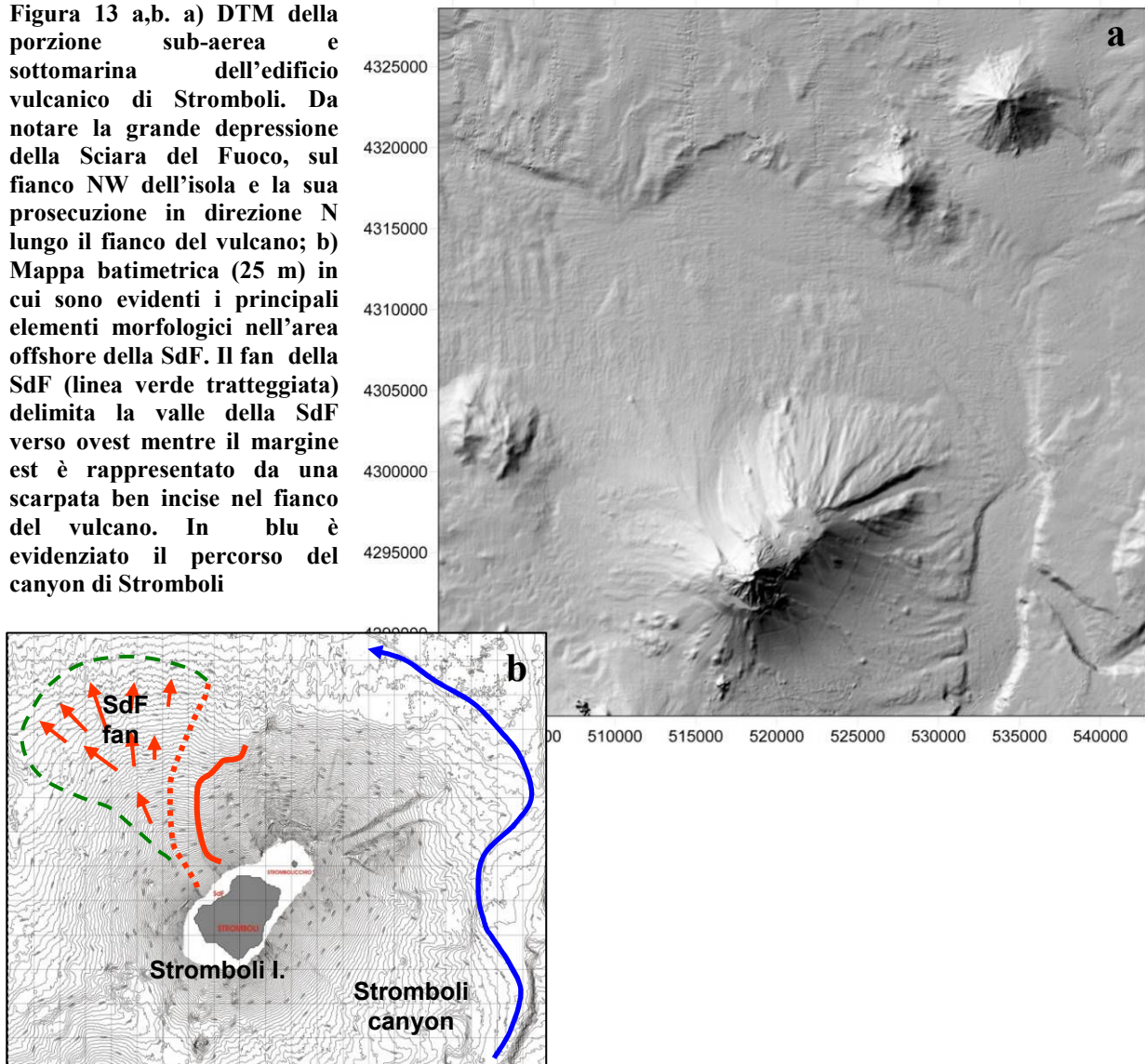
Durante l'attività esplosiva ordinaria e durante le effusioni laviche vengono emessi prodotti scoriacei e lave scure, con vescicolarità ridotta e una forte abbondanza di cristalli (circa 50 % vol.); si tratta di basalti ricchi in K_2O e basalti shoshonitici con fenocristalli (generalmente ≤ 3 mm) di plagioclasio, pirosseno e olivina (rispettivamente circa 65 %, 25 % e 10 % vol.); durante gli eventi maggiori o parossismi questi vengono accompagnati da pomici chiare, molto vescicolare e povere in cristalli (<10 % vol. con Plg. 50 %, Cpx. 30 %, Ol. 10 % vol. circa).

La composizione chimica delle scorie e delle pomici è praticamente identica a meno di piccole differenze di elementi in traccia; nelle pomici si riscontra un arricchimento in calcio del plagioclasio ($An_{80}-An_{92}$ contro $An_{62}-An_{72}$) e una variazione composizionale più ampia dell'olivina.

Anche se pressoché identici chimicamente, i due tipi di prodotti sembrano riflettere due magmi dalle caratteristiche diverse: le scorie sono l'espressione di un magma degassato (0.2% di acqua nel fuso) che staziona nella parte alta del sistema di alimentazione e sostiene l'attività ordinaria. Le pomici espulse durante le esplosioni più violente riflettono un magma più ricco in volatili (circa 3 – 4 %): questo contribuisce alla ricarica del sistema degassato sovrastante mediante decompressione ed essoluzione di acqua. La cristallizzazione indotta dalla perdita di acqua è accompagnata dal rilascio di S e Cl (Métrich et al., 2001; Bertagnini et al., 1999).

La porzione sottomarina della Sciara del Fuoco

Figura 13 a,b. a) DTM della porzione sub-aerea e sottomarina dell'edificio vulcanico di Stromboli. Da notare la grande depressione della Sciara del Fuoco, sul fianco NW dell'isola e la sua prosecuzione in direzione N lungo il fianco del vulcano; b) Mappa batimetrica (25 m) in cui sono evidenti i principali elementi morfologici nell'area offshore della SdF. Il fan della SdF (linea verde tratteggiata) delimita la valle della SdF verso ovest mentre il margine est è rappresentato da una scarpata ben incise nel fianco del vulcano. In blu è evidenziato il percorso del canyon di Stromboli



Un gran numero d'informazioni sulle strutture morfologiche sottomarine e sulle caratteristiche strutturali e deposizionale dell'isola di Stromboli sono state raccolte durante numerose campagne oceanografiche condotte da studiosi italiani e stranieri nell'area antistante la Sciara del Fuoco, con l'ausilio degli strumenti più all'avanguardia nella ricerca oceanografica (Gamberi et al., 2006; Hornig-Kjarsgaard et al., 1993; Marani et al. 2006; Tibaldi et al. 2001)

La struttura sub-aerea della Sciara del Fuoco si estende al di sotto del livello del mare, in una valle sottomarina, detta *valle della Sciara del Fuoco* (figura 13).

La valle della SdF ha origine a circa 200 m di profondità sul fianco NW di Stromboli.

Questa struttura, si estende in direzione NW, fino alla profondità di circa 1000 m, al di sotto della quale subisce una deviazione di circa 40 gradi in direzione N, continuando poi il suo sviluppo fino a alla base del vulcano, ad oltre 2500 m di profondità (figura 13).

Nei primi 600 m di sviluppo, la morfologia della valle della SdF, segue quella definita dalla pareti emerse della SdF, con la quale è in definitiva in continuità.

Alla profondità di circa 600 m, la valle è rappresentata da un canyon asimmetrico, della larghezza media di circa 850 - 900 m, racchiuso tra due *ridges* ben marcati. Il *ridges* nord-est si identifica con una scarpata di circa 85 m di altezza, la quale degrada fino a scomparire alla profondità di circa 2200 m; sul lato sud-ovest il canyon è viceversa tracciato da una struttura positiva di forma linguoide, la quale si estende in larghezza per oltre 5 km e il cui profilo può essere ben distinto nella batimetria del fianco NW di Stromboli, dalla profondità di circa 1000 m fino ed oltre i 2500 m. Si tratta di un *fan* vulcanoclastico di mare profondo, ragionevolmente costituito da materiale grossolano, organizzato in barre e canali longitudinali con disposizione a ventaglio (SdF fan); il deposito ha un volume stimato tra 4 e 6 km³ (Gamberi et al. 2006) ed è interpretato come formatosi a seguito di un numero ancora imprecisato di collassi a grande scala, ripetutisi sul fianco NW di Stromboli nei passati 13 ka.

In alcune aree blocchi con dimensioni fino a 50 m sono presenti sulla superficie del conoide.

La valle della Sciara del Fuoco si congiunge in fine ad una profondità di circa 2600 m con la ben più ampia struttura del Canyon di Stromboli; attraverso la valle il canyon oltre a convogliare in profondità una grande quantità e di prodotti vulcanogenici provenienti dalla porzione sub-aerea della Sciara del Fuoco, riceve anche apporti (sotto forma di grossi blocchi di lava) provenienti dal settore sommerso NW dell'isola. Alla loro immissione nel Canyon di Stromboli, i sedimenti vulcanogenici sono soggetti a fenomeni di diluizione e mescolamento da parte di correnti torbidityricche di detrito terrigeno, e raggiungono il bacino del Marsili. Attraverso la valle della Sciara del Fuoco si muovono inoltre i sedimenti vulcanogenici coinvolti in eventi di instabilità a media-piccola scala, come quello del 30 dicembre 2002; durante questi eventi nel canyon si attivano processi di energia molto più elevata, recentemente testimoniati dal ritrovamento di forme di fondo e lineamenti di instabilità a media scala.

Capitolo 5 Instabilità di versante a Stromboli

Collassi di versante

Come già discusso nell'introduzione geologica, l'isola di Stromboli è stata oggetto nella sua storia evolutiva, di numerosi eventi di instabilità, sia di tipo calderico che laterale.

Le fasi più antiche dell'evoluzione del vulcano (100-24 ka BP) sembrano essere caratterizzate prevalentemente da collassi di tipo calderico dell'apparato apicale (Paleostromboli), separati tra loro da periodi di ricostruzione dell'edificio.

Secondo la ricostruzione proposta da alcuni autori, l'instabilità recente del vulcano (13 ka) avrebbe viceversa interessato il fianco NW del vulcano, sotto forma di almeno 4 grandi collassi laterali, l'ultimo dei quali avrebbe definito l'attuale morfologia della depressione della Sciara del Fuoco (Tibaldi, 2001; Tibaldi e Pasquarè, 2004).

La Sciara del Fuoco rappresenta la struttura peculiare dell'intera isola ed è, come anticipato, la porzione sub-aerea della scarpata generata dagli eventi di instabilità recente di Stromboli, parzialmente riempita dai prodotti vulcanici emessi dall'attività recente dello Stromboli.

Gli autori hanno suggerito diverse teorie sulla formazione della SdF, con particolare riferimento al numero, al timing ed alla scala degli eventi di instabilità che l'avrebbero generata.

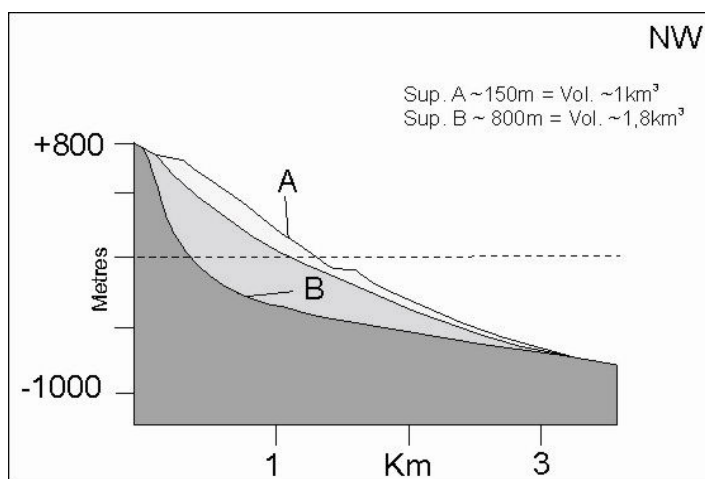


Figura 14. Rappresentazione schematica delle superfici di scivolamento ipotizzate da Kokelaar e Romagnoli, 1995.

Di seguito si riportano le ricostruzioni geologico-strutturali attualmente più accreditate.

La prima interpretazione dei fenomeni succedutisi sul fianco NW di Stromboli viene fornita da Kokelaar e Romagnoli (1995); gli autori avanzano due ipotesi riguardo alla posizione della superficie di scivolamento, concernenti la frana che sarebbe avvenuta < 5 ka fa ed

avrebbe dato origine all'attuale

conformazione della sciara del Fuoco. La prima ipotesi (A in figura 14) formulata dagli autori prevede una superficie di scivolamento situata ad una profondità di circa 150 m, sull'attuale piano di riempimento della Sciara del Fuoco; la seconda ipotesi (B in figura 14) prevede

viceversa che la superficie di scivolamento sia situata molto più in profondità, a circa 800 m al di sotto dell'attuale superficie.

Come ben intuibile la diversa posizione della superficie di scivolamento implica una diversa stima del volume coinvolto nella frana, il quale risulta essere di circa 1 km^3 per l'ipotesi A e di circa $1,8 \text{ km}^3$ per l'ipotesi B.

Una ricostruzione piuttosto ampia dei fenomeni che hanno interessato il fianco NW dell'isola di Stromboli negli ultimi 13 ka è stata più recentemente formulata da [Tibaldi \(2001\)](#).

[Tibaldi \(2001\)](#) individua quattro grandi collassi, succedutisi in alternanza con fasi di crescita del vulcano:

13 ka - Collasso del Vancori.

Il collasso, del volume stimato di $2.23 \pm 0.87 \text{ km}^3$, si imposta su un edificio che raggiunge dimensioni molto maggiori rispetto al cono attuale ($1125 \pm 100 \text{ m}$ vs. 924 m).

Secondo l'autore le strutture lasciate da questo primo collasso affiorano nella parte apicale del cono e sono di frequente in contatto o sono sigillati dai depositi del ciclo eruttivo del Neostromboli, successivo al collasso.

Le strutture lasciate dal collasso sono identificate come scarpate e *ridges* ben marcati spesso con superfici semiverticali.

5 ka - Collasso del Neostromboli.

Il secondo evento di instabilità avrebbe interessato il fianco NW del vulcano, alla fine del ciclo eruttivo del Neostromboli (13-5 ka).

Durante il ciclo del Neostromboli il vulcano risulta essere estremamente produttivo al punto di riempire completamente, con prodotti principalmente effusivi, la nicchia di distacco tracciata dal precedente collasso. Il nuovo evento di instabilità, del volume stimato di $1 \pm 0.54 \text{ km}^3$, si imposta, secondo Tibaldi, su una superficie di scivolamento più superficiale della precedente all'interno dei prodotti che costituiscono il nuovo riempimento della Sciara del Fuoco.

Le tracce di questo collasso possono essere identificate nella parte apicale dell'attuale cono vulcanico.

Ad ovest della località della Fossetta, ad una quota di 750 m, i prodotti del Neostromboli sono tagliati da una scarpata in direzione ENE; la scarpata prosegue verso sud, laddove raggiunge e si sviluppa parallelamente alla scarpata lasciata dal collasso del Vancori, e verso nord dove è interrotta da altre due scarpate di dimensioni minori.

La nicchia di distacco può inoltre essere tracciata ai piedi del ridge definito dai prodotti del Vancori ed ancora più ad ovest in una zona conosciuta come Pizzo Sopra la Fossa, al di sotto dei depositi piroclastici omonimi (Hornig-Kjarsgaard et al., 1993) messi in posto, su di essa, in posizione di discontinuità angolare.

La localizzazione delle altre porzioni della superficie di scorrimento risulta difficile, dato che questa è stata successivamente incisa da altri collassi e risulta attualmente sigillata dai depositi dello Stromboli recente.

< 5 ka – Collasso del Pizzo sopra la Fossa.

Dopo una fase di crescita, in cui l'edificio avrebbe raggiunto la quota di 1000 ± 60 m s.l.m., un terzo collasso, del volume di 1.08 ± 0.39 km³ sarebbe avvenuto all'interno della SdF incidendo i prodotti dell' Upper Vancori, Neostromboli, e del Pizzo Sopra la Fossa.

Il collasso sarebbe avvenuto durante la fase più antica del ciclo eruttivo dello Stromboli Recente (RS I), alla fine del periodo in cui sono stati depositi i materiali del Pizzo Sopra la Fossa.

Secondo Tibaldi, attualmente le superfici topografiche seguono l'inclinazione degli strati nella parte apicale e nella zona est dei depositi del Pizzo Sopra la Fossa, mentre la scarpata taglia gli strati nella zona ovest ad una quota di 900 m s.l.m.. Altri segmenti della scarpata affiorano alcune decine di metri a sud degli attuali crateri e ESE della Fossetta.

< 5 ka – Collasso della Sciara del Fuoco.

Dopo un'ulteriore fase di crescita all'interno della depressione lasciata dal collasso del Pizzo Sopra la Fossa, sarebbe avvenuto un ultimo collasso, con volumi stimabili attorno a 0.73 ± 0.22 km³, determinando l'attuale configurazione alla Sciara del Fuoco.

La scarpata lasciata da tale collasso può essere tracciata sia verso nord che verso sud laddove coincide con le pareti interne verticali della Sciara del Fuoco, ed è riempita dai depositi recenti dell'attività del vulcano.

Secondo Tibaldi (2001), inoltre, le superfici di scivolamento legate ai primi tre collassi avrebbero intercettato il condotto magmatico mentre nell'ultimo collasso, la scarpata avrebbe coinciso con la posizione dei condotti stessi. La diminuzione di volume delle frane con l'età, suggerisce secondo l'autore che i piani di scorrimento delle frane più recenti siano progressivamente più superficiali e che le frane abbiano coinvolto superfici minori del fianco NW del vulcano. Una ricostruzione morfologico-strutturale dei fenomeni di instabilità recenti (< 5 ka), alternativa a quella di Kokelaar e Romagnoli (1993) e Tibaldi (2001) si deduce da un

lavoro recentemente proposto da Finizola et al., (2003). Tale ricostruzione (figura 16) si concentra in particolare sulla zona apicale dell'attuale cono vulcanico, ma ha ripercussioni inevitabili anche sulla ricostruzione della sequenza temporale secondo cui si sarebbero verificati i fenomeni di instabilità.

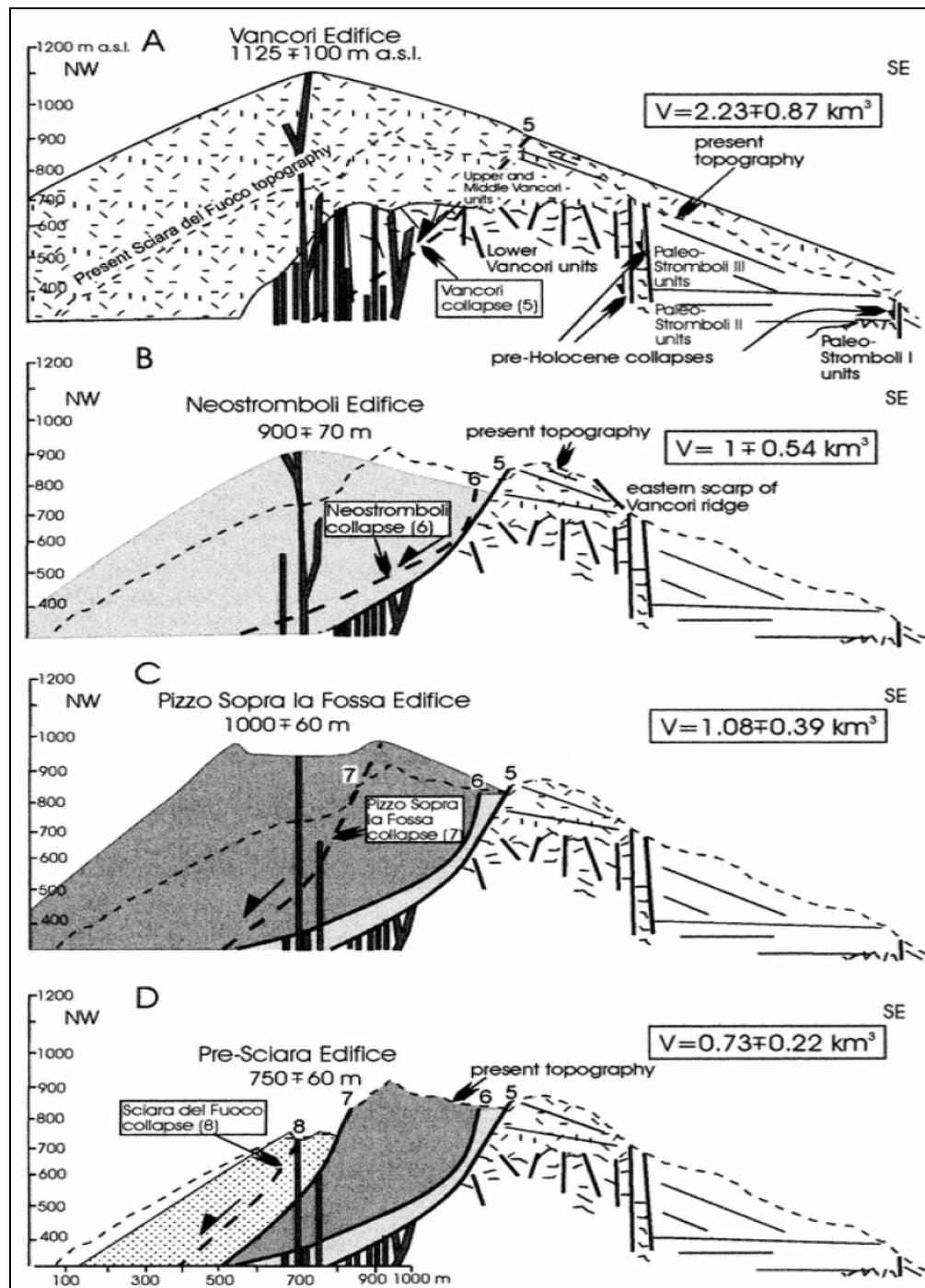


Figura 15. a-d) Interpretazione e ricostruzione dei collassi a grande scala che hanno colpito il fianco NW dell'isola di Stromboli nei passati 13 ka (Tibaldi, 2001). Com'è ben evidente i collassi interessano strutture progressivamente più superficiali. I primi tre collassi interessano inoltre il condotto magmatico, mentre nell'ultimo dei collassi la superficie di scivolamento corrisponde con il condotto stesso.

Gli autori si basano sulla comparazione tra dati geofisici (misure di auto-potenziale elettrico, temperatura e emissione di CO₂) acquisiti per l'area craterico - sommitale di Stromboli e dati geomorfologici ottenuti tramite osservazioni aero-fotogrammetriche.

Nell'area del Pizzo Sopra la Fossa, la faglia, posizionata in discontinuità angolare al di sotto dei depositi omonimi ed in precedenza interpretata da [Tibaldi \(2001\)](#) come la superficie di scivolamento relativa al collasso del Pizzo Sopra la Fossa, viene re-interpretata come il margine di un paleo-cratero (indicato come *Large Fossa crater*), che costituirebbe il centro o uno dei centri eruttivi del Pizzo Sopra la Fossa. L'attuale conformazione dell'area sarebbe stata acquisita successivamente ad un collasso all'interno del cratero del cono costruito dai prodotti del Pizzo Sopra la Fossa, che ne avrebbe di conseguenza sigillato il fondo. Tale ipotesi sembrerebbe essere convergente con la distribuzione delle anomalie di auto-potenziale elettrico, di temperatura e dalla distribuzione delle emissioni di CO₂ in tutta l'area craterica.

Seguendo tale interpretazione strutturale gli autori tracciano una nuova sequenza per gli eventi successivi al collasso del Neostromboli:

- Dopo la formazione del cratero della Fossetta, che segna il passaggio dal ciclo del Neostromboli al ciclo dello Stromboli Recente (5.0 ka) si forma un grande cratero del diametro di circa 350 m detto cratero del Pizzo.
- Un complesso di *nested craters* si forma all'interno del cratero del Pizzo; questo complesso comprende due crateri del diametro rispettivo di 280 e 150 m circa (*Large e Small Fossa craters*), che sembrano essere la sorgente delle piroclastiti del Pizzo sopra la Fossa.
- Collasso del cono costituito dalle piroclastiti del Pizzo sopra la Fossa all'interno dei crateri della Fossa (*Large e Small Fossa craters*), lungo i bordi del cratero stesso, durante o subito dopo la messa in posto dei depositi.
- Formazione del complesso attuale dei crateri.

Secondo l'interpretazione di [Finizola et al., \(2003\)](#) quindi, i collassi laterali verificatisi sul fianco NW di Stromboli negli ultimi 13 ka sarebbero tre, (Vancori, Neostromboli e Sciara del Fuoco),

mentre il collasso in precedenza definito come del Pizzo sopra la Fossa verrebbe re-interpretato come un collasso associato che avrebbe interessato solo la parte sommitale del cono.

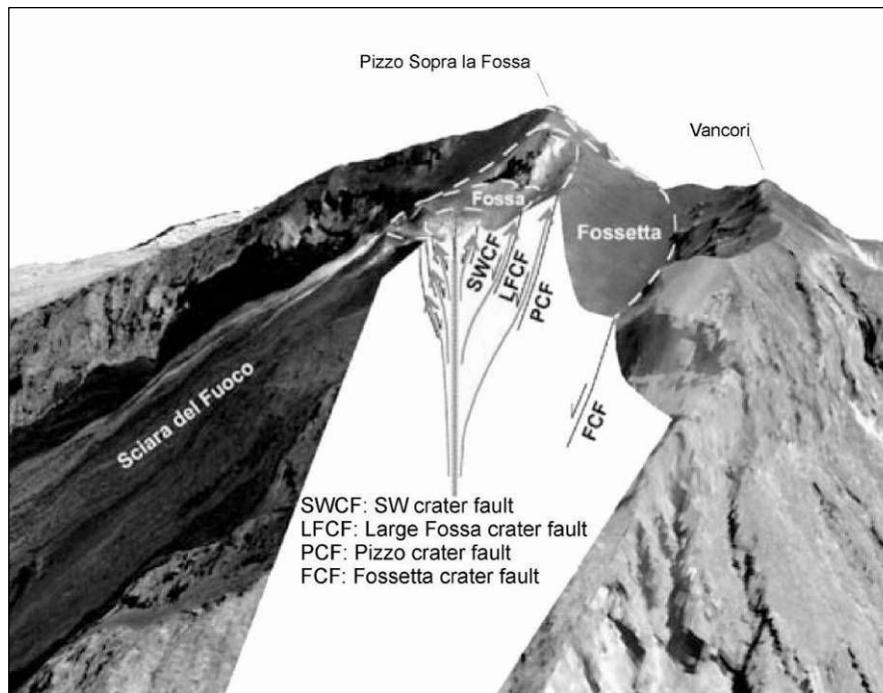


Figura 16. Interpretazione strutturale schematica dell'area craterica proposta da Finizola et al., 2003. Come ben evidente la struttura è costituita da un insieme di *nested crater* all'interno del cratere della Fossetta formatosi secondo gli autori al passaggio dal Neostromboli allo Stromboli Recente.

Instabilità a piccola-media scala: collasso parziale e tsunami del 30 Dicembre 2002

Il fenomeno di instabilità più recente che abbia colpito il fianco NW di Stromboli si è verificato il 30 dicembre 2002 nel contesto dell'eruzione 2002-2003 del vulcano di Stromboli.

L'eruzione ha avuto inizio alla fine di un periodo di alcuni mesi, durante il quale la normale attività esplosiva si era mantenuta su livelli sostenuti.

I fenomeni eruttivi, iniziati nel pomeriggio del 28 Dicembre, non sono stati preceduti da alcun fenomeno precursore riconoscibile o registrabile dagli strumenti allora presenti sull'isola.

Secondo una ricostruzione basata sulle testimonianze oculari e sull'analisi dei depositi, l'eruzione sarebbe iniziata, con l'apertura di una bocca esplosiva nell'area dell'attuale campo lavico, seguita dalla formazione di una "hot avalanche", i cui prodotti hanno raggiunto la Spiaggia dei Gabbiani, sulla costa nord della Sciara del Fuoco; nelle fasi successive un flusso di lava estremamente veloce e fluido, capace di ricoprire sia i prodotti della attività esplosiva iniziale sia i prodotti depositi a mare della hot avalanche, sarebbe scaturito dal cratere NE.

Dopo un giorno di sostanziale sosta, l'eruzione è ripresa durante la notte del 29 dicembre 2002, con l'attivarsi di due bocche effusive all'interno della Sciara del Fuoco, tra 600 m e 500 m di

quota; una terza bocca era attiva la mattina del 30 dicembre a quota 600 m (Bonaccorso et al., 2003; Calvari et al., 2005).

Le due bocche erano ancora attive il 29 dicembre appena due ore prima del collasso parziale della SdF (~13:20; Bonaccorso et al., 2003).

I fenomeni effusivi iniziali la mattina del 28 dicembre sono stati accompagnati da sostanziali movimenti di versante (figura 17), testimoniati da ben evidenti scarpate di frana sviluppatesi tra il fianco NE della Sciara e la base del cono NE e sul lato SW del campo lavico, tra quota 500 e 650 m.

L'eruzione ha subito una rapida accelerazione nel primo pomeriggio del 30 Dicembre 2002 allorché alcuni fenomeni di instabilità hanno interessato la zona W della Sciara del Fuoco.

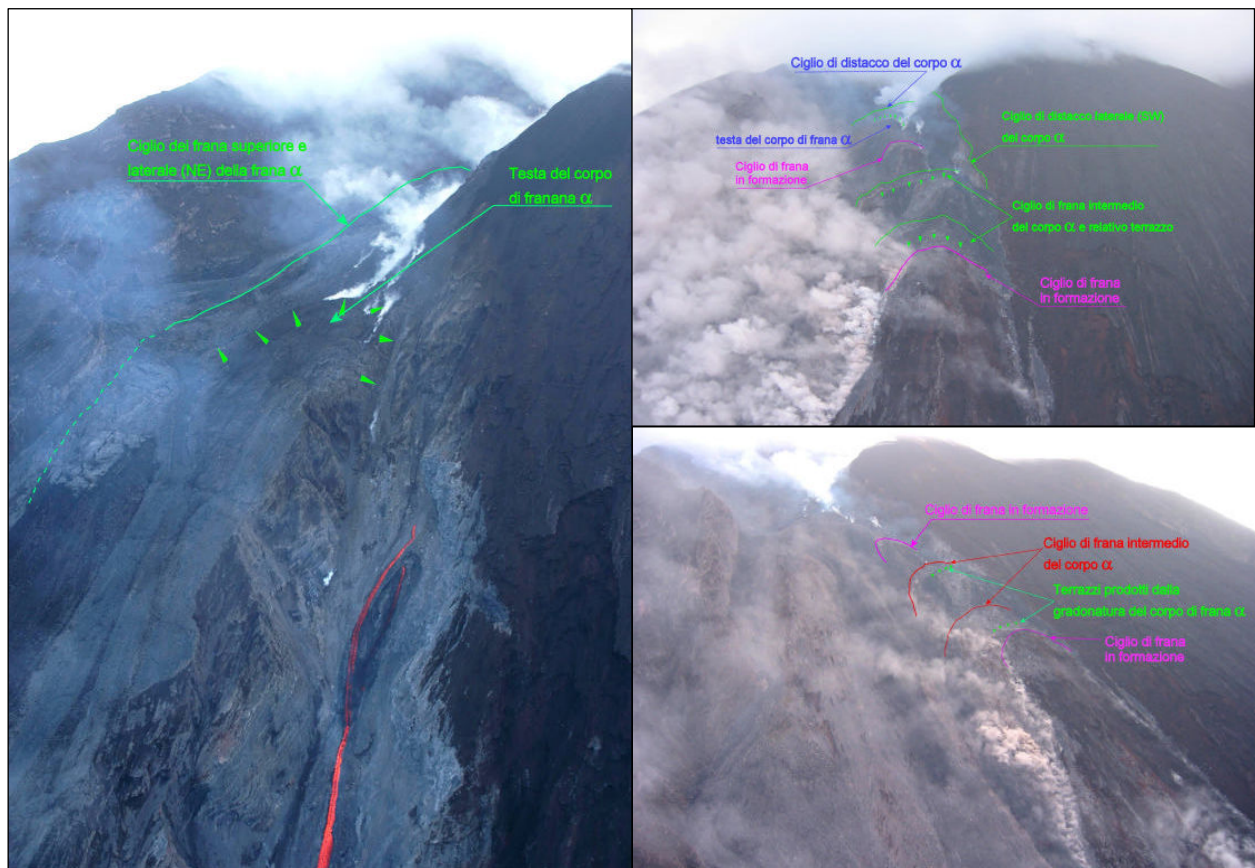


Figura 17. Foto successiva al 30/12 in cui si vedono il ciglio di distacco e la testa del corpo di frana; vista frontale del versante immediatamente precedente alla frana del 30/12 delle ore 13:15; vista laterale poco prima alla frana del 30/12 delle ore 13:15 (valanga di detriti) (foto INGV, Catania) da Tommasi et al. 2003 Rapporto INGV 1 del 22/01/03.

Le registrazioni sismiche (Pino et al., 2004), e alcuni rilevamenti batimetrici successivi al collasso (Chiocci et al., 2003) suggeriscono che tali manifestazioni di instabilità si concretizzino in due eventi (multipli) di franamento, rappresentati da una frana staccatasi all'interno della porzione sottomarina della Sciara (ore 13:14-13:15; ora locale = GMT+1), rapidamente seguita

da una seconda frana (ore 13:23; ora locale =GMT+1), staccatasi ad una altezza di circa 650 m nella porzione sub-aerea della Sciara (Bonaccorso et al., 2003; Pino et al., 2004; La Rocca, 2004). Dalle registrazioni sismiche risulta inoltre evidente che entrambi i segnali sono il risultato dell'effetto di impulsi multipli, il che suggerisce la presenza di processi complessi, probabilmente con caratteristiche multifase. Campagne batimetriche condotte nella zona prossimale della valle della SdF nei mesi successivi all'evento d'instabilità, hanno permesso una stima piuttosto precisa del volume coinvolto nella frana sottomarina il quale si attesta attorno ai $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Chiocci et al., 2003, Pino et al., 2004). Più controversa risulta essere la stima del volume della controparte sub-aerea della frana ottenuta principalmente grazie alla comparazione tra dati aero-fotogrammetrici acquisiti in precedenza e subito dopo l'evento di instabilità; i volumi stimati variano da $13.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Baldi et al., 2005) a $5.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Bonaccorso et al., 2003) fino a $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Pino et al., 2004). Le due frane avrebbero inoltre coinvolto una parte considerevole ($\sim 2 \times 10^6 \text{ m}^3$, Baldi et al., 2003; Calvari et al., 2005; Chiocci et al., 2003) dei depositi lavici appena formati.

La ricostruzione della dinamica delle due frane è stata possibile anche grazie alla testimonianza diretta di alcune persone (tra cui il dott. Massimo Pompilio INGV Pisa), che si trovavano in prossimità della Sciara proprio in quella occasione.

Secondo una ricostruzione basata sulle testimonianze di alcuni turisti e residenti sull'isola (Tinti et al., 2005a) e di modellizzazioni numeriche successive all'evento, le frane avrebbero generato due onde di tsunami (Tinti et al., 2006)

Il primo e più violento dei due eventi, caratterizzato inizialmente da una depressione di 10-15 m nell'area prospiciente la SdF, si è propagato sia in direzione nord, verso l'area di Piscità, che in direzione sud verso il paese di Ginostra.

Dopo circa 3 minuti una serie di tre/quattro onde dell'altezza massima stimata in circa 10 m hanno colpito la zona a nord dell'isola; 3 minuti dopo è stata colpita l'area di Ficogrande e un minuto più tardi lo tsunami ha coinvolto le aree di Punta Lena e Scari, causando danni alle infrastrutture e alcuni feriti leggeri.

Il primo tsunami è stato inoltre registrato alle ore 13:20 (ora locale = GMT+1) dai mareometri installati sull'isola di Panarea dall'INGV-CNT (Roma) in associazione con l'ISMAR-CNR (Bologna), sotto forma di un iniziale ritiro del mare, seguito rapidamente da due o tre forti onde, che hanno causato danni nel porto di San Pietro (Tinti et al., 2005a).

Il secondo tsunami, generato dalla frana sub-aerea alle ore 13:22 (ora locale = GMT+1) circa, è stato distinto solo da poche persone perché sovrapposto al primo.

Gli effetti degli tsunami sono stati registrati anche a Milazzo sulla costa sicula, a circa 60 km a sud di Stromboli (Maramai et al., 2005a), sotto forma di perturbazioni anomale del livello del mare, così come sull'isola di Ustica a circa 170 km ad ovest di Stromboli (ora locale 14:00); una forte perturbazione del mare è stata registrata quasi contemporaneamente sulle coste salernitane della Campania (13:55), come riportato da Nappi et al. (2003).

L'isola di Stromboli non è nuova a fenomeni di questo tipo; sulla base delle cronache storiche, sfortunatamente limitate all'ultimo secolo (Maramai et al. 2005), l'isola di Stromboli è considerata la sorgente di almeno cinque dei più intensi e distruttivi tsunami (1916; 1919; 1930; 1944; 1954) che hanno coinvolto le isole Eolie e più in generale il Tirreno meridionale.

Molti di questi eventi hanno causato ingenti danni e talvolta vittime sull'isola di Stromboli, manifestando la loro distruttività anche sulle coste delle isole vicine.

Sebbene vi sia una relazione imprescindibile tra gli eventi testimoniati e un'intensa attività vulcanica, il meccanismo genetico diretto di tali eventi non è in genere chiaro.

Per lo tsunami dell'11 Settembre 1930, è stata proposta una connessione diretta con l'ingresso in mare di una corrente piroclastica (Rittmann, 1931; Abbruzzese, 1937; Tinti e Maramai, 1996).

Per gli altri casi, alcune ipotesi possono essere avanzate riguardo al potenziale tsunamigenico di eventuali frane sottomarine, a loro volta innescate da un'attività vulcanica "parossistica".

La presenza di una deposizione recente, probabilmente dovuta a flussi gravitativi e torbidity è stata inoltre riscontrata recentemente, durante campagne di indagine geofisica della porzione sottomarina dell'isola di Stromboli.

La presenza in tempi recenti (<13 Ka) di questi fenomeni di instabilità laterale, viene attribuita principalmente a fattori legati alla distribuzione asimmetrica degli sforzi sui fianchi del vulcano (Romagnoli et al., 1993; Romagnoli e Tibaldi, 1994), piuttosto che a variazioni post glaciali del livello marino o erosione di versante (Tibaldi et al., 1994).

Fenomeni tettonico-strutturali legati direttamente al basamento sub-vulcanico, alla distribuzione anisotropa dei campi di stress e ad intrusioni magmatiche secondo direzioni preferenziali vengono viceversa indicate come principali fattori di controllo nella geometria dei collassi a grande scala (Tibaldi, 1996, 2001; Tibaldi et al., 2003).

Stato dell'arte su mitigazione del rischio derivante da frane tsunamigeniche a Stromboli.

Attualmente, il rischio vulcanico nell'isola di Stromboli riguarda fondamentalmente due aspetti dell'attività vulcanica.

Il primo e forse meglio conosciuto concerne le grandi esplosioni parossistiche, le quali rappresentano le manifestazioni più energetiche del vulcano.

Come descritto in precedenza, queste consistono in violente ed improvvise esplosioni “tipo cannonata” durante le quali avviene l’emissione sostenuta di scorie incandescenti, ceneri, bombe e blocchi litici a distanze considerevoli, fino, talvolta ad interessare le zone abitate dell’isola.

Durante i parossismi spesso vengono prodotte nubi convettive che raggiungono quote di 10 km e frequentemente possono avvenire profonde modificazioni dell’area craterica.

L’analisi dei dati storici fornisce, per questi fenomeni, un tempo di ritorno di circa 5 anni, con intervallo massimo e minimo tra due eventi rispettivamente di 32 e 1 anno (Barberi et al., 1993).

Oltre alla caduta di balistici nelle aree abitate, i principali pericoli connessi alle esplosioni parossistiche sono gli incendi innescati dalla ricaduta di materiali incandescenti sulla vegetazione e la formazione di correnti piroclastiche, che in passato hanno dimostrato di poter scendere nell’area del Vallonazzo e nella Rina Grande/Schicciolo, fino al mare, come ad esempio quelle testimoniate nel 1930 e 1944 (Rittmann, 1931; Abbruzzese, 1937).

Il secondo aspetto di pericolosità dell’attività vulcanica di Stromboli è recentemente venuto alla ribalta, proprio a seguito della frana e dello tsunami del 30 dicembre 2002.

La possibilità che dal fianco NW di Stromboli si originassero frane a grande scala, capaci di innescare a loro volta tsunami di grandi proporzioni, era già stata presa in considerazione da numerosi autori.

L’approccio allo studio e alla mitigazione del rischio vulcanico associato a questo tipo di fenomeni è stato principalmente quello modellistico, con riferimento particolare ai fenomeni di instabilità a grande scala avvenuti durante gli ultimi 13 ka (collasso del Vancori, collasso del Neostromboli, collassi dello Stromboli recente).

La mitigazione del rischio associato all’instabilità a piccola-media scala, viceversa non era stata, fino al 30 dicembre 2002, parimenti oggetto di studi approfonditi.

Numerosi autori, tra cui Tinti, hanno creato modelli fisici che riproducono l’instabilità del fianco NW del vulcano, la genesi e la propagazione di un’eventuale onda di tsunami generata dalla frana e infine l’impatto che tale tsunami avrebbe sull’isola di Stromboli e più in generale su tutto il Mar Tirreno meridionale.

I modelli applicati a Stromboli si basano principalmente su un concetto lagrangiano del sistema frana; secondo le versioni più recenti del modello (Tinti et al., 2003), nella rappresentazione del fenomeno di frana la massa è considerata come una continuo, formato da una catena (modello 1D) o una matrice (modello 2D) di N blocchi, in movimento su una traiettoria predefinita.

Durante il movimento i blocchi hanno la possibilità di interagire tra di loro, modificare la loro forma ma non la loro massa ed il loro volume.

I blocchi sono soggetti sia a forze interne di mutua interazione, che a forze che agiscono dall'esterno i.e. la gravità, la forza di frizione alla base e le forze di resistenza dovute all'interazione con il mezzo all'interno nel quale si muove la frana.

Dato che le forze interne sono espresse in termini di un certo numero di parametri estremamente adattabili, uno dei vantaggi di tale metodo è che può essere applicato a materiali caratterizzati da reologie diverse, da rocce compatte non deformabili che si muovono come un corpo rigido, da debris avalanches formate da materiali sciolti senza coesione (Tinti et al., 1998).

Un limite del modello è costituito, viceversa, dal fatto che la frana sia considerata come un continuo, all'interno del quale i blocchi non hanno la possibilità di seguire traiettorie indipendenti; questo significa che il modello non può riprodurre la frana nel caso in cui questa si muova secondo diverse traiettorie o, viceversa, nel caso che sia costituita da masse minori che si uniscono in un unico corpo.

L'evoluzione dinamica della frana determinata dal movimento di ogni suo blocco costituente (accelerazione, velocità, posizione di ogni singolo blocco), è monitorata ad intervalli di tempo predefiniti lungo la superficie di scivolamento.

Gli intervalli vengono adattati in funzione della situazione di movimento della frana stessa; maggiore è la velocità di movimento della frana, minori sono gli intervalli tra un rilevamento e l'altro.

La simulazione solitamente si arresta al momento in cui la massa franata raggiunge le zone di acqua profonda (> 2000 m), dal momento che a queste profondità il suo potenziale tsunamigenico diventa trascurabile.

I dettagli matematici del metodo non costituiscono argomento fondamentale di questa trattazione; una più ampia trattazione di tali aspetti si trova nei lavori di Tinti et al., (1997), Tinti et al., (1999), Bortolucci, (2001) e Zaniboni, (2004).

Le informazioni iniziali che devono essere note per la generazione del modello sono fondamentalmente la forma della superficie di scivolamento e la forma di un ipotetica curva che rappresenti il profilo della frana.

Dato che la superficie di scivolamento non può essere conosciuta a priori, in quanto dipendente dal movimento della frana stessa, questa viene solitamente approssimata sulla base delle caratteristiche topografiche del sito analizzato ed è generalmente determinata considerando il massimo gradiente del pendio.

Dato che gran parte del movimento della frana avviene in ambiente marino, di notevole importanza è la conformazione della batimetria su cui la frana si è mossa; questa difficilmente

può essere ricondotta a quella del momento in cui è avvenuta la frana e di solito viene approssimata con quella attuale.

I modelli fisici recentemente realizzati considerano come evento massimo atteso un evento di intensità pari a quello che [Tibaldi \(2001\)](#) definisce il *collasso della SdF*, ovvero il fenomeno più recente, tra quelli che avrebbero colpito il fianco NW di Stromboli circa 5 ka, lasciando a testimonianza la attuale depressione della Sciara del Fuoco.

Le caratteristiche morfologiche-strutturali della superficie di scivolamento e la valutazione della massa in movimento, necessarie per la formulazione dei modelli, sono state ricavate principalmente dalla bibliografia, utilizzando come riferimento i lavori sui collassi di versante a Stromboli pubblicati da [Kokelaar e Romagnoli \(1995\)](#) e da [Tibaldi \(2001\)](#).

[Tibaldi \(2001\)](#) stima il volume totale di materiale coinvolto nella frana tra 0.52 – 0.95 km³ da, mentre [Romagnoli e Kokelaar \(1993\)](#) suggeriscono il coinvolgimento di volumi maggiori, avanzando due possibili ipotesi riguardo la posizione della superficie di scivolamento: secondo la prima superficie di distacco (ipotesi A) il volume coinvolto nel fenomeno sarebbe di circa 1 km³ con uno spessore massimo di 150 m; secondo la seconda ipotesi (ipotesi B) la superficie di scivolamento si troverebbe molto più in profondità (800 m) corrispondendo a volumi di circa 1,8 km³.

[Tinti et al. \(1999\)](#) usano per le loro simulazioni l'ipotesi A, corrispondente ad un volume di circa 1 km³, ritenuto un buon compromesso tra il massimo volume indicato da Kokelaar e Romagnoli e i volumi indicati da Tibaldi.

Sulla base dei risultati ottenuti dalle modellazioni della frana sono sviluppati i modelli di perturbazione della superficie marina e di propagazione di eventuali onde di tsunami.

Nel caso di Stromboli lo tsunami prodotto dal movimento della frana nel suo percorso sottomarino può essere computato risolvendo le equazioni dell'idrodinamica basati sulla teoria dell'approssimazione di "shallow water," includendo un termine che tenga di conto della genesi dello tsunami indotto dalla frana e che dipende dal transiente di variazione della superficie marina e dalla frana (vedi [Tinti et al., 1999](#)).

Le equazioni sono risolte tramite il metodo degli elementi finiti descritto da [Tinti e al. \(1994\)](#).

Lo stesso modello applicato da [Tinti et al. \(2003\)](#) per la simulazione della frana della SdF è stato recentemente applicato per la frana del 30 dicembre 2002 dagli stessi autori.

Come già descritto in precedenza la frana del 30 dicembre 2002 risulta composta da due eventi distinti (di cui il primo sottomarino e il secondo subaereo), con caratteristiche morfologiche e dinamiche diverse.

La massa principale del primo episodio si è mossa principalmente nella valle sottomarina della SdF; il volume stimato attraverso numerose campagne batimetriche risulta di circa $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Chiocci et al. 2003).

Il volume (circa $16 \times 10^6 \text{ m}^3$) e la forma iniziale del corpo di frana utilizzato per la simulazione sono in accordo con quelli risultati dalle campagne batimetriche: la frana è stata simulata come un corpo di circa 700 m di larghezza, di 2200 m di lunghezza (corrispondente ad un coefficiente di forma di 1/3) e con uno spessore massimo $> 30 \text{ m}$.

Il movimento del corpo è stato simulato in 2D per 150 s corrispondenti alla profondità di 1500 m alla quale le potenzialità tsunamigeniche della frana risultavano trascurabili.

Il percorso simulato della frana si sviluppa interamente all'interno della Valle della SdF.

La seconda frana tsunamigenica ha coinvolto la porzione subaerea della SdF a monte della zona in precedenza destabilizzata dal movimento della frana precedente.

Il secondo evento avviene circa 7 minuti dopo il primo (Bonaccorso et al., 2003, La Rocca et al., 2004, Pino et al., 2004) ed è caratterizzato da una serie rapida di franamenti.

Nel modello, gli autori assumono come massa fondamentale per questo secondo evento, la prima della serie di massa distaccatasi; il volume di questo corpo è di poco più di $4 \times 10^6 \text{ m}^3$ con una larghezza media di circa 150 m e una lunghezza di poco superiore ad 1 km (coefficiente di forma poco superiore a 1/6).

La frana è stata simulata con un codice mono - dimensionale (1D) date le caratteristiche morfologiche del corpo di frana; i dati necessari alla simulazione sono stati inseriti sulla base dei risultati ottenuti dalla simulazione 2D della frana sottomarina.

Come nel caso precedente la simulazione è stata interrotta alla profondità di 1500 m.

Stromboli: cosa possono dirci i sedimenti marini a proposito delle frane e degli tsunami?

Per comprendere gli scopi del lavoro è fondamentale sottolineare che, sebbene lo studio degli tsunami attraverso simulazioni fisiche sia una scienza all'avanguardia, i modelli frana – tsunami rimangono fondamentalmente dipendenti da parametri geologici difficilmente definibili, come la velocità della frana, il suo volume o la sua mobilità.

Queste informazioni sono ottenute in conformità a considerazioni prettamente geomorfologiche e strutturali, sottoposte, come evidente, ad interpretazioni soggettive.

Nel caso specifico di Stromboli le informazioni riguardanti lo stile e le dinamiche di movimento dei collassi del versante NW del vulcano, sono difficilmente ottenibili da considerazioni di tipo geomorfologico o strutturale.

L'area presenta, infatti, notevoli complicazioni che ne impediscono la completa caratterizzazione; tra queste le principali sono il sovrapporsi di numerosi cicli costruttivi e distruttivi, la difficoltà di osservare alcune strutture in aree d'intensa attività vulcanica e, in particolare, la presenza di riempimenti delle nicchie di distacco lasciate dai collassi da parte dei prodotti dell'attività recente del vulcano.

Nelle ricostruzioni strutturali di [Tibaldi \(2001\)](#) e [Kokelaar e Romagnoli \(1995\)](#), inoltre, essendo usati come *background* geomorfologico-strutturale dei modelli fisici, non si fa riferimento ad aspetti riguardanti, ad esempio, lo stile delle frane, le dinamiche di movimento o il timing tra i singoli eventi, che sono tuttavia di notevole importanza per la precisa formulazione del modello. Capire il modo in cui una frana si evolve può essere cruciale per stabilire la sua potenziale pericolosità, includendo in tale definizione la capacità di generare uno tsunami.

I dati geologici ottenuti dallo studio dei sedimenti marini possono fornire nuove informazioni riguardo i meccanismi delle frane a cui è soggetta l'isola di Stromboli, integrando le informazioni ottenute attraverso le tecniche di rilevamento a terra e aiutando a migliorarne l'attuale politica di *”hazard assessment”*.

Casi di studio pubblicati recentemente per altri contesi geodinamici, come le isole Canarie e le Hawaii ([Garcia, 1994](#), [Garcia, 1996](#); [Wynn and Masson, 2003](#); [Masson et al., 2006](#)), hanno in parte rafforzato l'idea che le frane catastrofiche, in precedenza considerate come singoli eventi, possano essere in realtà il risultato di franamenti multipli avvenuti nell'arco di ore, giorni o addirittura settimane.

Fenomeni di questo tipo avrebbero la capacità di generare ciascuno uno tsunami; sono tuttavia troppo spazati per sommare i loro effetti.

Tali ipotesi può essere applicata anche nel caso di Stromboli, sebbene con il dovuto fattore di scala.

Per quanto riguarda le frane a piccola-media scala, come quella del 30 dicembre 2002, alle difficoltà di ottenere informazioni attraverso ricognizioni geologico-strutturali, si sommano la quasi totale impossibilità di riconoscere numero, timing degli eventi, volumi coinvolti ecc.

L'accumularsi dei prodotti dell'intensa attività vulcanica, all'interno della SdF e le dinamiche costiere estremamente attive, tendono infatti ad obliterare in periodi brevi le tracce lasciate da questi eventi.

Eventi di questo tipo non presentano quindi riscontri oggettivi al di là delle testimonianze e delle cronache storiche, che, purtroppo, non si spingono oltre il 16 gennaio 1916 ([Ponte, 1921](#)).

A differenza dei normali metodi di ricostruzione tettonico-strutturale, applicati in ambiente subaereo, preliminari alla formulazione dei modelli fisici, i nuovi metodi di studio dei record

sedimentari marini, offrono, come già discusso in precedenza, una nuova dimensione per lo studio dell'instabilità degli edifici vulcanici, con particolare riferimento allo stile, singolo piuttosto che retrogressivo/multifase, con cui si sviluppano le frane.

Nel caso specifico di Stromboli, proprio i record sedimentari marini, possono, come nei casi citati in precedenza, rivestire un ruolo chiave nello studio dei fenomeni di instabilità, essendo caratterizzati, a differenza di quelli subaerei, da ottime capacità di preservazione, continuità spaziale e temporale, e candidandosi a rappresentare uno dei marker geologici ideali per fenomeni come frane e tsunami.

Capitolo 6 Strumenti e tecniche per l'acquisizione dei dati geofisici ed il campionamento

Il set di dati impiegati nello studio è stato raccolto durante tre campagne oceanografiche, svoltesi rispettivamente nel settembre del 2002, nell'agosto 2004 e nel luglio 2005.

La prima campagna è stata condotta a bordo della R/V *Urania* della compagnia SO.PRO.MAR ed organizzata dal Centro Nazionale delle Ricerche (CNR) – ISMAR di Bologna.

Le due successive campagne si sono svolte nell'ambito del progetto internazionale *UNESCO – IOC Training Trough Research* (TTR) a bordo della nave oceanografica *Prof. Logachev*.

Durante le tre campagne sono stati impiegati strumenti e tecniche all'avanguardia nella scienze marine, sia per la caratterizzazione geofisica che per la raccolta dei campioni.

Per quanto concerne la caratterizzazione geofisica dell'area indagata le due navi da ricerca hanno potuto usufruire dei seguenti strumenti:

R/V Urania

- Sidescan Sonar del tipo MAK II, a traino profondo (100 m da fondo) con frequenza di 30/100 Hz.
- Multibeam EM 12, con trasduttori in chiglia e frequenza di circa 13 Hz.
- CHIRP del tipo Datasonic, con ecoscandaglio a penetrazione fino a circa 100 m e frequenze di circa 3,5 KHz.

R/V Prof. Logachev

- *Sea-Bottom profiler*, con trasduttori in chiglia 3.5-7 kHz.
- *Deep towed sidescan sonar* MAK I, ad alta risoluzione (30/100 kHz dual-mode) con *sediment sediment profiler* (3.5-7 kHz).
- Sistema video *deep-towed*.

Sia la nave *Urania* che la *Prof. Logachev* sono equipaggiate con sistemi di navigazione e di posizionamento degli strumenti GPS/DGPS grazie ai quali si è potuto provvedere ad un posizionamento dinamico della nave estremamente accurato, e di una base di navigazione sottomarina che ha inoltre garantito un posizionamento accurato degli strumenti *deep towed* e dei campionatori. Nonostante la precisione di tali strumenti si deve tenere di conto che a profondità di circa 2500 m l'errore stimabile per il posizionamento dei campionatori è nell'ordine di ± 50 m.

Sidescan Sonar (SSS)

Dal momento che gran parte della caratterizzazione remota del fondale marino è stata eseguita attraverso l'uso del sidescan sonar (sss), è significativo descrivere alcune delle caratteristiche fondamentali dello strumento; segue pertanto una breve descrizione tecnica sul funzionamento del sss, utile per comprenderne l'importanza per le finalità del presente lavoro. La caratterizzazione geofisica delle aree indagate è stata eseguita principalmente attraverso la

tecnica del sidescan sonar a traino profondo.

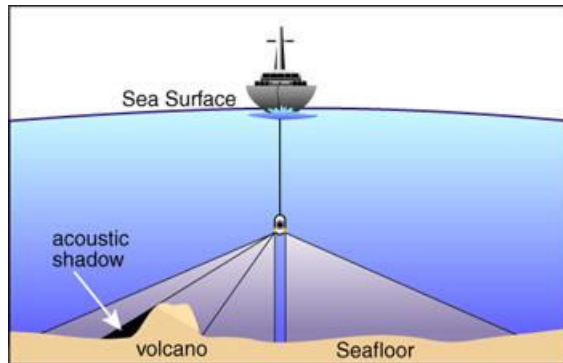


Figura 18. Descrizione schematica del sistema sidescan sonar. Da www.punaridge.org

Il Sidescan sonar (figura 18) è uno strumento che rientra nella categoria dei sonar, usato per raccogliere immagini, dette sonogrammi, di grande estensione del fondale marino. Questa tecnica è utilizzata per creare mappe del fondale marino utili ad un'ampia gamma di scopi, tra cui la creazione di carte nautiche, l'identificazione e la caratterizzazione di oggetti sommersi (relitti, ecc..) e la realizzazione di carte batimetriche. Se

utilizzato in associazione a campagne di campionamento dei sedimenti mirate, il sss può garantire una descrizione accurata delle caratteristiche tessiturali e dei materiali presenti sul fondale marino.

Le immagini di sss sono solitamente acquisite assieme a profili delle porzioni più superficiali di sedimenti (*sub-bottom profiler*), che danno una sommaria descrizione delle strutture presenti nei primi metri al di sotto del fondo marino.

Il sidescan impiega classicamente un dispositivo sonar, montato su un "pesce" (*tow-fish*) formato da una serie lineare di trasduttori che emettono, ed in seguito registrano, impulsi sonori di frequenza specifica. L'impulso acustico è emesso in modo da avere ampie dimensioni in direzione perpendicolare a quella di movimento del sensore stesso (*across-track*) e viceversa molto ridotte in direzione parallela a quella di movimento del sensore (*along-track*).

L'energia acustica ricevuta dallo strumento, detta backscatter, fornisce informazioni sulla distribuzione generale e sulle caratteristiche superficiali dei sedimenti e degli strati affioranti sul fondale marino. In generale se tutti gli altri parametri sono costanti, una superficie più rugosa rifletterà più energia acustica di una superficie levigata e per questo motivo darà un segnale di ritorno caratterizzato da un'ampiezza maggiore; allo stesso modo, a parità di morfologia, una superficie indurita o litificata darà una risposta in backscatter maggiore rispetto ad una superficie coperta di sedimenti soffici. Zone d'ombra, come ad esempio zone a ridosso di blocchi rocciosi o

reliqui, saranno caratterizzate da nessun ritorno di energia ed evidenziate nelle immagini come aree d'ombra, aiutando nell'interpretazione dei sonogrammi (Urlick, 1983; Fish and Carr, 1991). La frequenza con cui i sidescan sono tarati varia enormemente in funzione degli scopi dell'analisi; una maggiore frequenza offre una migliore risoluzione, ma, viceversa, una minore copertura areale per ogni singola tratta; una bassa frequenza offre ridotta risoluzione ma una copertura areale molto grande. Campagne di sss ad alta frequenza saranno perciò finalizzate all'interpretazione di depositi e strutture di piccole dimensioni, mentre campagne a bassa frequenza potranno essere impiegate, ad esempio, nella caratterizzazione del fondale marino a scala regionale. Una volta acquisite, le immagini di sss vengono debitamente geo-referenziate e assemblate, in modo da ottenere un mosaico; ogni immagine viene, infatti, eseguita con un margine di sovrapposizione con l'immagine adiacente, in modo da dare una copertura totale della zona indagata e verificare eventuali artefatti dovuti alle condizioni al contorno.

Strumenti per il campionamento

La raccolta dei campioni a granulometria sabbiosa è stata effettuata per mezzo di due principali strumenti:

- un **carotiere a gravità** da 1,2 t
- un **box corer** a base quadrata.

Il carotiere a gravità (figura 19) è un valido strumento per la campionatura *in situ* di fondali costituiti prevalentemente da sedimenti fini. Può essere utilizzato nei depositi sedimentari dei fondali marini, dalla fascia costiera fino al bordo della piattaforma continentale, nelle zone di laguna, di pro-delta e nei laghi. Lo strumento è efficace per il prelievo di campioni in sedimenti

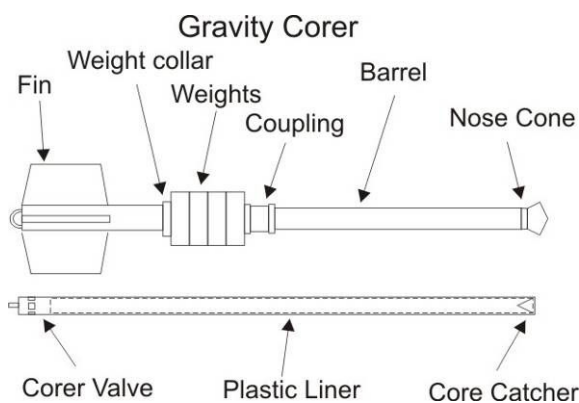


Figura 19. Descrizione schematica di un carotiere a gravità in cui sono indicate le principali sezioni.

sciolti limosi e limo-argillosi, mentre in presenza di sedimenti sabbiosi o limo-sabbiosi si ottengono basse penetrazioni. Il carotiere a gravità solitamente preserva l'interfaccia acqua-sedimento dai disturbi di risospensione e di mescolamento, permettendo inoltre il mantenimento delle condizioni *in situ* del campione; l'adozione di materiali inossidabili preservano il campione dalle possibili contaminazioni.

Il campionatore consiste di una massa di dimensioni variabili detta testata alla base del quale è montato un tubo carotiere in acciaio, la cui lunghezza viene variata in funzione dello spessore di sedimenti che si intende campionare; alla sommità del tubo carotiere è infine montato un tagliente che facilita la penetrazione nei sedimenti, detto naso.

La testata ha la funzione di fornire al tubo carotiere l'energia necessaria per la penetrazione nel sedimento, ed è costituita da un tubo portante in acciaio sul quale è saldato un corpo in lamiera di forma cilindrica, riempito da una fusione di piombo che conferisce al carotiere il peso desiderato. A questo corpo si possono in seguito aggiungere altre masse di piombo per adattarlo alle condizioni di operatività desiderate. Nella parte superiore della testata è collocata una valvola che garantisce l'uscita dell'acqua durante la penetrazione, mentre alla base è ricavata una sede d'alloggiamento per il tubo carotiere. Il tubo carotiere è un normale tubo d'acciaio trafilato a freddo munito di fori sulle due estremità per il fissaggio alla testata e del naso. Il naso è un cilindro d'acciaio lavorato all'interno in modo da alloggiare il sistema di chiusura che permette la ritenzione dei sedimenti durante il recupero. Nella parte finale del naso è possibile applicare due tipi fondamentali di puntali: uno molto affilato adatto ai sedimenti molli, detto puntale da argilla, e uno più tozzo e robusto idoneo a rompere sedimenti cementati, detto puntale da roccia. La funzione del naso è importantissima, poiché, oltre a facilitare la penetrazione del tubo carotiere nei vari strati del sedimento, permette il taglio e bloccaggio del materiale recuperato durante la penetrazione. All'interno del tubo carotiere è alloggiato un tubo di PVC detto *liner* la cui funzione è contenere il materiale carotato. Il carotiere può essere messo in opera sfruttando la mera velocità di discesa del verricello che lo tiene legato alla nave o utilizzando appositi dispositivi di sgancio; nel primo caso il carotiere scende alla massima velocità consentita dal verricello con cui si opera utilizzando la sola forza di gravità finché non raggiunge la profondità di penetrazione richiesta, in base al peso applicato, e s'incestra nel sedimento mentre il carotaggio a caduta libera utilizzando appositi dispositivi di sgancio lascia cadere liberamente il carotiere da una distanza prefissata dal fondo con un dispositivo meccanico. Il carotaggio a gravità è usato su ogni tipo di fondale, anche quelli coperti da materiali induriti, dato che facilmente si possono modificare le condizioni di operatività; il carotaggio a caduta libera viene viceversa usato solo in caso di fondali molto duri o compattati o ancora senza copertura di sedimenti in modo da sfruttare tutta l'energia potenziale dello strumento e dare una maggiore penetrazione. In questo tipo di carotaggio non è però possibile caricare troppo peso a causa del forte rischio di spezzare il verricello o di danneggiare lo strumento in caso di fondali estremamente duri.

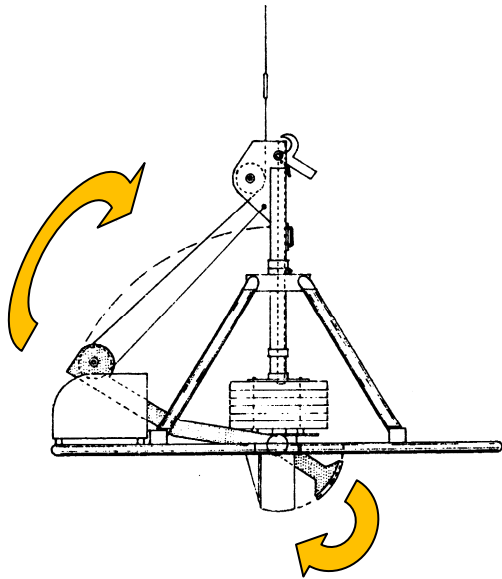


Figura 20. Schema e meccanismo di funzionamento di un box corer.

In base alle caratteristiche del fondo, per garantire il recupero di una quantità abbondante di materiale, i carotieri possono essere armati diversamente, variando le tre parti principali ovvero peso della testata, lunghezza del tubo del carotiere e tipologia del puntale.

Il *box-corer* (figura 20) è uno strumento a gravità che consente il campionamento e l'osservazione di tutto lo spessore di sedimento, fino ad una profondità di penetrazione variabile a seconda delle caratteristiche dello strumento ma di solito variabile

tra 20 e 50 cm. Lo strumento è composto da una "scatola" a base quadrata (rettangolare o circolare) di area variabile, zavorrata ed in grado di penetrare il fondale; il recupero del sedimento è assicurato da una chiusura basale.

Sulla scatola è montata una struttura metallica che ne aumenta la stabilità e la facilità la penetrazione su fondali leggermente inclinati. Lo strumento è provvisto di uno sportello laterale, completamente rimovibile, che permette, una volta in superficie, un'ispezione visiva del campione lungo tutto lo spessore verticale di campionamento. Date le modalità di recupero il campione si può considerare "indisturbato". La peculiarità di questo strumento, è che esso insiste su volumi più ampi di sedimento, garantendo un recupero più abbondante e la possibilità di un prelievo di campioni multipli. E' efficace in quasi tutti i tipi di sedimento ad eccezione del materiale sabbioso dove il prelievo diventa molto difficoltoso.

Il campionamento dei prodotti grossolani è stato eseguito con una benna mordente video-guidata del tipo *orange peel* (figura 21). Lo strumento non offre il campionamento del sedimento indisturbato, ma permette di campionare grandi quantità di sedimenti e frammenti di dimensioni metriche; la presenza di un dispositivo di navigazione video permette, inoltre, di osservare direttamente la consistenza del materiale



Figura 21. Immagine della benna mordente del tipo *orange peel* a cui è associato un sistema di ripresa video; lo strumento è stato impiegato per il campionamento dei materiali grossolani.

campionato (quantità e qualità del trattenuto), evitando recuperi a vuoto che in ambienti profondi come quelli da noi indagati causano grande spreco di risorse e tempo.

Capitolo 7 Caratterizzazione geofisica della valle della Sciara del Fuoco

Stima residuale dei volumi

La prima fase di studio della porzione prossimale della valle della SdF, è stata la stima dei volumi coinvolti nell'evento del 30 dicembre 2002 e lo studio della distribuzione dei prodotti coinvolti nella frana all'interno della valle della SdF.

Questa analisi è stata possibile grazie alla presenza di due dataset di batimetrie multibeam acquisiti, rispettivamente nel marzo del 1999 e nel gennaio del 2003, a cavallo della frana del 30 dicembre 2002.

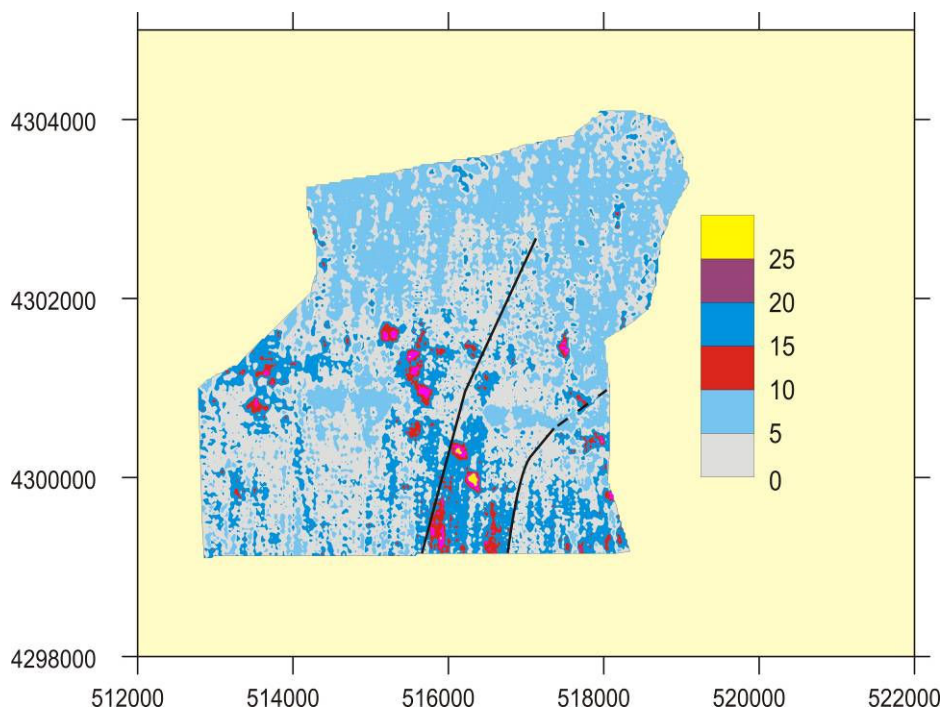


Figura 22. Mapa batimetria residuale in cui sono evidenti i picchi residuali positivi costituiti dagli ammassi di sedimenti grossolani. Lo spessore massimo degli accumuli è di circa 30-35 m mentre le aree circostanti gli stessi mostrano coperture di sedimenti grossolani dello spessore variabile tra 10-15 m (dati ed elaborazione di M. Marani e F. Gamberi)

La comparazione tra i due dataset batimetrici ha rivelato, innanzi tutto, la presenza di un'ampia area di positivo residuale, di forma allungata e dell'ampiezza di circa 2.5 km. L'area si estende in direzione NNW, da circa 1600 m a 2000 m di profondità, dalla lato est della valle della SdF fino alla sommità del fan della SdF e tra 5 e 7 km dalla linea di

costa.

Lo spessore dell'anomalia batimetrica varia da 10 a 15 m, con massimi che raggiungono i 30-35 m (figura 22). Questa area di anomalia positiva è internamente suddivisibile in una catena di massimi residuali disconnessi tra di loro, i quali risultano talvolta separati da distanze di oltre un km (figura 22).

La stima totale del volume di sedimenti depositi all'interno della valle della SdF, ottenuta sommando gli apporti di ogni singolo massimo residuale, si aggira attorno a $2.6 \pm 0.4 \times 10^7 \text{ m}^3$, stima che non si discosta molto dalle quelle eseguite da altri autori con metodologie di altro genere.

L'analisi residuale ha evidenziato, inoltre, la presenza di una catena di minimi residuali, anch'essa sviluppata in un'area di forma allungata, dell'ampiezza di circa 800 m, sviluppata in direzione NW e situata in un'area adiacente al margine ad est della SdF, a circa 3 km dalla linea di costa (da 300 m a 1200 m di profondità).

I dati ottenuti sulle strutture sottomarine, ricavate dai profili sss, sono stati successivamente validati attraverso linee di ripresa TV digitale, grazie alle quali è stato inoltre possibile stabilire i principali siti di campionamento.

Il campionamento dei sedimenti più grossolani (ghiaie-blocchi) è stato eseguito attraverso l'uso di *box corer* e *TV-guided grabs* mentre il campionamento dei prodotti più fini (sabbie) sono stati campionati tramite *box corer* o *gravity corer*. Le mappe di base per la navigazione, la disposizione delle linee e dei siti di campionamento, sono state ottenute attraverso la copertura totale dell'area con batimetria *multibeam* EM-12.

Sidescan Sonar (sss)

L'area interessata dall'analisi residuale è stata in seguito indagata tramite sidescan sonar (sss) con lo scopo di ottenere informazioni concernenti i processi deposizionali e di trasporto legati ai fenomeni di instabilità del 30 dicembre 2002.

L'area è stata interessata da due campagne di sidescan sonar, eseguite rispettivamente nel 2004 e nel 2005.

Il sistema di sss MAK 1, impiegato durante le nostre ricerche, è stato utilizzato a frequenze di 30 kHz e 100 kHz, ad una profondità di traino di circa 100 m dal fondo marino, fornendo uno *swath* (area di copertura) totale da 2 km (30 kHz) a 600 m (100 kHz).

Una prima campagna a scala regionale (estate 2004), è stata condotta con lo strumento impostato per operare alla frequenza di 30 kHz, per caratterizzare la parte assiale profonda del canyon, la base dell'edificio di Stromboli, le caratteristiche delle porzioni intermedie dei fianchi del vulcano (indicate con le frecce blu in figura) e gli eventuali depositi dell'evento di instabilità del 30 dicembre 2002.

Una seconda campagna (estate 2005) è stata condotta con lo strumento operante alla risoluzione di 100 kHz per indagare in dettaglio le aree più significative, individuate durante la precedente

campagna (indicate con le frecce rosse in figura). Questa seconda campagna ha coperto in particolare la valle della SdF, dalla profondità di 900/1100 m fino a profondità di 2200 m.

Le quattro linee di sss (MAK132-135MS) ad alta risoluzione, hanno mostrato innanzi tutto la presenza di aree caratterizzate da alto backscatter, corrispondenti alle zone di positivo residuale e ragionevolmente costituite da depositi grossolani, che evolvono down-slope e lateralmente, in depositi molto estesi di sedimenti caratterizzati da backscatter inferiore e dunque costituiti da sedimenti più fini. Le immagini di sidescan sonar ottenute nelle aree interessate dalla frana,

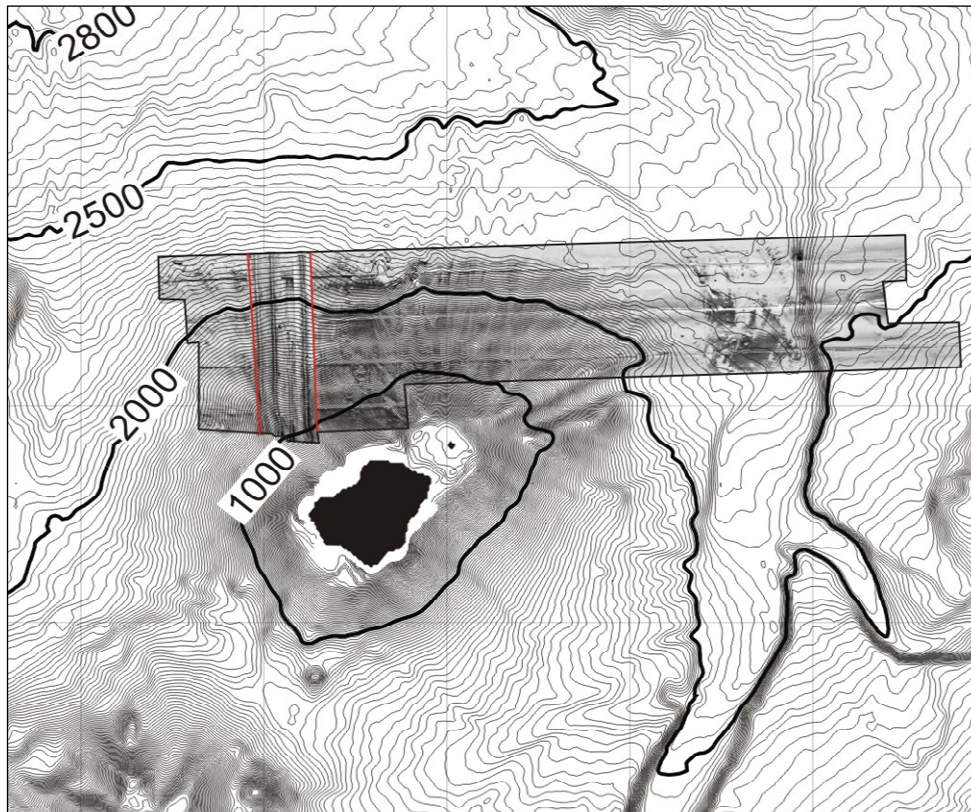


Figura 23. Mappa batimetrica a scala regionale (25 m). Nella mappa sono evidenziata la copertura di SSS ottenuta nelle campagne 2004 and 2005 nell'area a largo della sciara SdF. Le linee E-W, evidenziate dalle frecce blu, sono state acquisite ad una frequenza di 30 kHz (2 km swaths); le linee N-S, evidenziate dalle linee rosse, sono state acquisite ad una frequenza di 100 kHz (600 m swaths).

mostrano, inoltre, complesse strutture sedimentarie, utili per comprendere i processi di trasferimento dei materiali coinvolti nella frana stessa verso le zone profonde della SdF. Tutte le linee di SSS sono caratterizzate dallo sviluppo di strie con backscatter medio/alto che rappresentano il pattern di dispersione dei

sedimenti lungo il fianco del vulcano. Lo sviluppo di queste strie non è tuttavia omogeneo all'interno della valle della SdF ma rispecchia da un lato l'espressione di un'area colpita dai fenomeni di instabilità (due linee occidentali) e dall'altro di un'area soggetta ai normali fenomeni di dispersione dei sedimenti vulcanoclastici sullo slope della SdF ed in particolare sul fan delle SdF (due linee orientali).

I due profili MAK132MS e MAK133MS (figura 24), di cui uno segue perfettamente la scarpata est delle valle della SdF e l'altro attraversa la valle e intercettando il margine del fan della SdF, mostrano nelle loro porzioni più prossimali (fino circa a 1200 m di profondità), striature ad alto

backscatter in direzione NW che più in profondità tendono a deviare in direzione N in corrispondenza della deviazione della valle della SdF. A circa 1600 m di profondità, alla base del margine est della valle della SdF, in entrambe le due linee si assiste alla formazione di forme di fondo disposte normalmente rispetto allo slope e alla deposizione di accumuli di materiali grossolani. Sulla linea di MAK133MS è da notare come le forme di fondo (della lunghezza di circa 100 m e della lunghezza d'onda di circa 20 m) si sviluppano per un breve tratto di circa 400 m e terminano in corrispondenza della deposizione dei materiali più grossolani. Lo stesso accade anche nella linea di SSS (MAK132MS) più ad ovest, anche se in questa zona la deposizione del materiale grossolano avviene ad una profondità di circa 1800 m e le forme di fondo (della lunghezza di circa 200 m e della lunghezza d'onda di circa 20 m) si sviluppano per circa 1200 m fino a questa profondità.

Alcuni degli accumuli di materiali grossolani sono preceduti da strie con backscatter omogeneo e medio, dell'estensione di alcuni centinaia di metri (<300 m) e della larghezza di alcune decine (<30 m). Queste strie terminano in corrispondenza degli accumuli grossolani e sembrano evidenziare eventi discreti di erosione del fondale marino associati al passaggio dei depositi grossolani stessi.

Alcuni degli accumuli di materiali grossolani mostrano, inoltre, strutture tipo “cometa” le quali indicano una prosecuzione post-deposizionale del flusso di sedimenti. Molti degli accumuli di materiali grossolani tuttavia non evidenziano alcuna traccia di tali strutture.

Le due linee più orientali (MAK134MS e MAK 135MS) sono caratterizzate da una morfologia molto più semplice dal momento che le direzioni di flusso che si rinvengono sono molto probabilmente legate al pattern di tipo radiale che il flusso dei sedimenti ha sulla superficie del fan; rare indicazioni di erosione del fondale sono riconoscibili nelle porzioni più prossimali del fan. Le strie di sedimenti presenti sul fan hanno una direzione prevalentemente NW fino alla profondità di circa 1500 m per poi subire una deviazione prima verso NNW ed infine verso N lungo il fianco del vulcano.

Tv Survey

Tre linee video digitali (TVMS-18, 19 e 20) sono state eseguite, durante la crociera *R/V Prof. Logachev* TTR14 MS, in direzione perpendicolare rispetto a quella della valle della SdF ad una

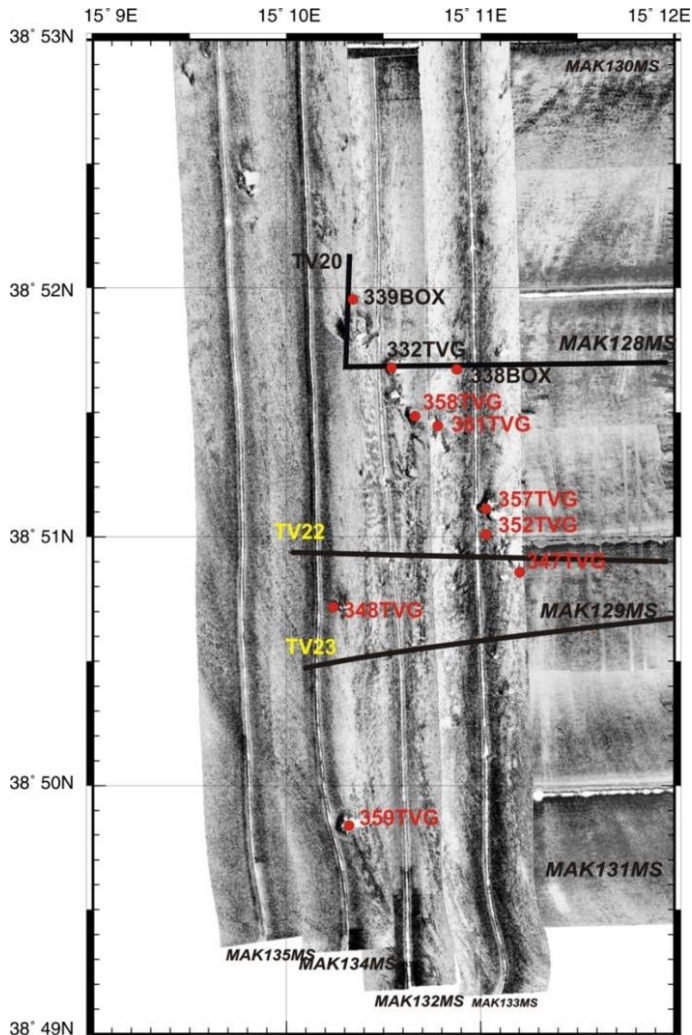


Figura 24. Mosaico di immagini sidescan sonar nell'area offshore della SdF nel quale sono evidenziate la posizione delle linee di ripresa TV digitale (linee nere) e le stazioni di campionamento (box: box cores; TVG: TV-guided grab). Le linee bianche al centro delle immagini di sidescan sono l'espressione della rotta della nave. I profili N-S sono eseguiti con il sidescan sonar operative a 100 kHz; I profili E-W sono eseguiti a 30 kHz.

profondità rispettivamente di 1800 m, 1600 m e 1350 m (Figura 20). Di seguito saranno riportati i principali risultati delle osservazioni dirette del fondale marino tralasciando una descrizione precisa di quelle strutture il cui significato è stato considerato inconsistente per gli scopi di questo lavoro. La prima delle tre linee (TVMS-18), intercetta un'area pianeggiante, che sul sonogramma, presenta un backscatter basso ed uniforme. Il video ha registrato un fondale piuttosto monotono, coperto da un livello molto sottile di fango emipelagico (0.5-1cm), sporadicamente interrotto coperture discontinue di sabbie vulcanoclastiche nere; le stesse sabbie sono state rinvenute, talvolta, organizzate in *ripple*, a loro volta coperti da sottili depositi emipelagici ad

parzialmente coperti da un sottile strato di fango emipelagico.

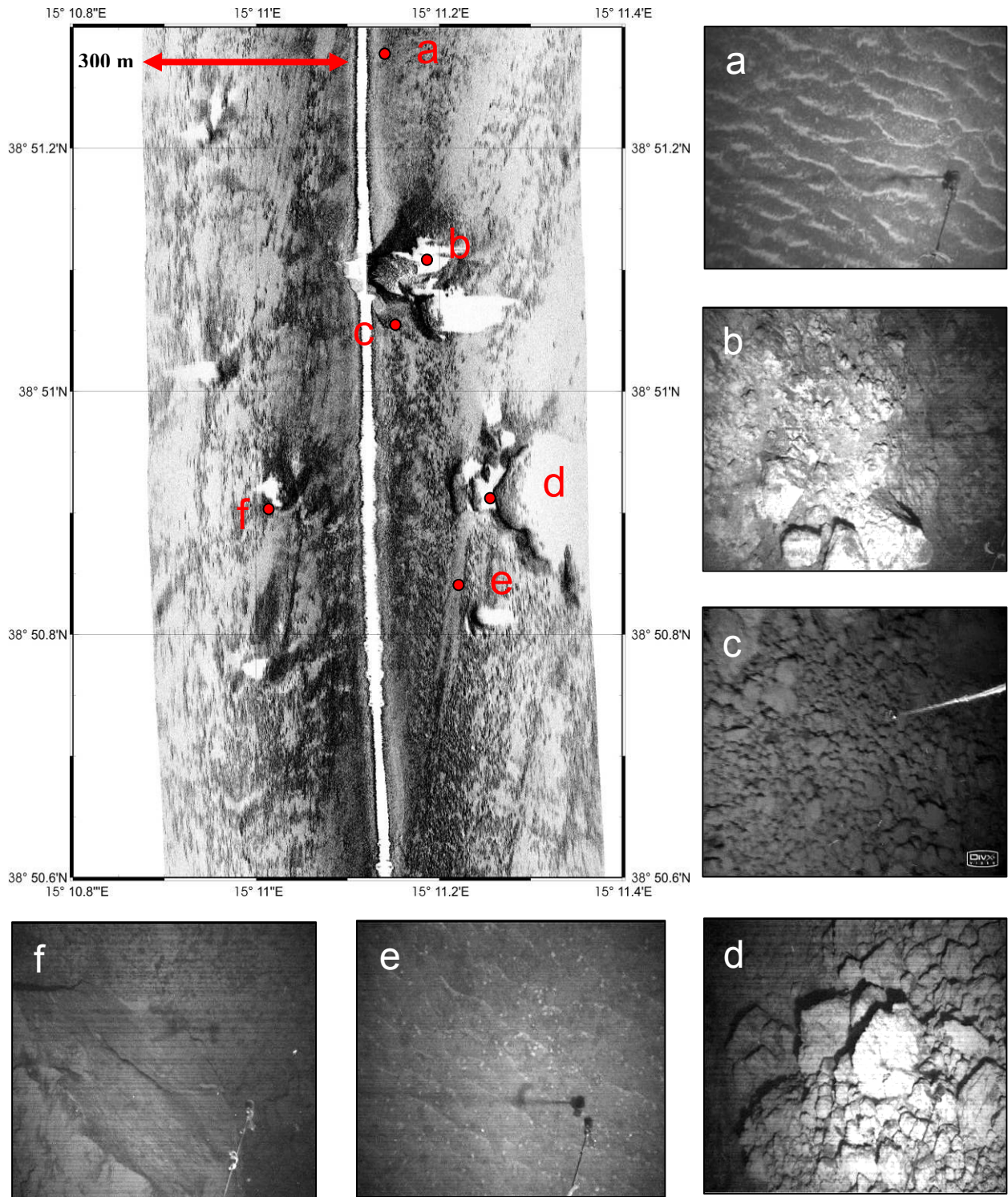


Figura 25. Dettaglio della linea di sidescan sonar a 100 kHz tracciata all'interno della valle della SdF (copertura laterale di 600 m).

Da notare le varie facies della frana costituite da accumuli isolati, linee di flusso tracciate sul fondale a denotare il passaggio dei detriti, strutture a cometa attorno agli accumuli grossolani e forme di fondo a larga scala nella parte centrale dell'immagine.

Le immagini (a, e) mostrano il fondale coperto dalle sabbie vulcanoclastiche organizzate in ripples attorno agli accumuli grossolani; le immagini b, c, d ed f mostrano le strutture degli accumuli grossolani di detrito.

La seconda linea video (TVMS-19; figura 20), attraversa viceversa un'area caratterizzata da

una batimetria molto complessa e backscatter elevato. Le immagini hanno evidenziato la presenza di abbondanti depositi di blocchi vulcanici metrici alternati a piccole scarpate e coperture di sedimenti consolidati (croste); di notevole interesse è risultato la scoperta di un campo di pillow piuttosto esteso ed in precedenza attribuito a blocchi vulcanici (figura). Durante la fase iniziale del video il fondo marino ha evidenziato principalmente detriti vulcanici sparsi sul fondo marino simile a quello osservato durante la linea TVMS18.

La terza ed ultima linea (TVMS-20), è stata tracciata perpendicolarmente ad una linea di sidescan sonar ad alta risoluzione (MAK129MS), nella quale erano stati evidenziati depositi grossolani e strutture di fondo riconducibili a recenti fenomeni di instabilità avvenuti sul fianco di Stromboli. Nelle fasi iniziali del video, il fondale ha evidenziato una morfologia molto simile a quella osservata nella linea TVMS18, ovvero caratterizzata da una superficie monotona, coperta da un sottile livello di depositi emipelagici, sporadicamente arricchita da accumuli di detriti anch'essi ricoperti da un sottile livello di fango emipelagico. La linea ha in fine intercettato alcuni degli accumuli di materiale grossolano evidenziati dal sidescan sonar. Questi si sono rivelati come costituiti da ammassi caotici di blocchi vulcanici, di dimensione variabile da decimetrica a metrica, di forma sia arrotondata che angolosa (figura).

Gli accumuli di materiale grossolano, sono inoltre circondati da una matrice costituita da sabbia vulcanoclastica nera frequentemente organizzate in ripples. I clasti che costituiscono gli accumuli grossolani sembrano inoltre diminuire di dimensione man mano che ci si muove downslope si assiste cioè ad un passaggio da accumuli di blocchi metrici verso accumuli di ghiaie e sabbie grossolane organizzate in strutture trattive.

Campionamento e descrizione macroscopica della frazione grossolana

Il campionamento del materiale grossolano deposto a seguito della frana del 30 dicembre 2002 è stato effettuato nella porzione prossimale della valla della Sciara del Fuoco. La posizione dei singoli campioni è stata decisa, come descritto in precedenza, sulla base delle informazioni tratte dalle ricognizioni di sss e dalle immagini digitali del fondale. Sono state effettuate 8 stazioni di campionamento corrispondenti ad altrettanti accumuli di materiali grossolani come ben evidente in figura. Il campionamento è stato eseguito attraverso una benna del tipo orange peel (figura) dotata di un sistema video.

Lo scopo di questa fase di studio è principalmente quello di verificare che i materiali grossolani che costituiscono le porzioni prossimali dei depositi riconosciuti durante le ricognizioni di

sidescan sonar e le linee video siano effettivamente compatibili con i prodotti presenti all'interno della SdF e coinvolti nella frana del 30 dicembre 2002. La porzione sub-aerea della SdF dal punto di vista sedimentologico è un'area instabile di deposizione di sedimenti vulcanoclastici primari derivanti dalla normale attività di Stromboli sia di sedimenti vulcanoclastici derivanti dalla frammentazione meccanica dei prodotti primari.

I depositi che costituiscono il riempimento della SdF consistono principalmente in alternanze sub-parallele ($30^\circ - 40^\circ$) di colate laviche, depositi di spatter coerenti (agglutinati) e materiali clastici quali scorie, breccie e sabbie (Kokelaar and Romagnoli, 1995). A partire dal 28 dicembre 2002, la colata principalmente di tipo a'a scaturita dalle porzioni sommitali dell'edificio ha coperto i sedimenti vulcanoclastici della porzione orientale della SdF.

I depositi grossolani campionati nella porzione sottomarina della SdF risultano costituiti da una mistura di frammenti di dimensioni variabili da centimetriche a multidecimetriche costituiti da:

- Lave nere, poco vescicolate, fortemente cristalline (figura 26)
- Cliker di colata, rossastri e vescicolati (figura 26)
- Scorie nere, vescicolare, fortemente cristalline (figura 26)
- Frammenti di lave e scorie alterati (patine di alterazione gialle/rosse) (figura 26)

I frammenti che costituiscono il deposito presentano un grado di arrotondamento molto variabile, da fortemente arrotondati fino a frammenti fortemente angolosi. L'arrotondamento dei clasti è dovuto sia a processi di abrasione (come testimoniano alcuni frammenti i cui vertici risultano molto arrotondati contrastano con le porzioni concave caratterizzate da una superficie estremamente rugosa), sia a processi vulcanici (arrotondamento da rotolamento di frammenti ancora incandescenti).

Dal punto di vista petrografico i frammenti presentano una paragenesi in cui sono abbondanti cristalli multimillimetrici di (in ordine decrescente):

- plagioclasio
- pirosseni
- olivina

I cristalli non mostrano segni particolari di alterazione.

Alcuni dei frammenti presentano superfici vetrose ben sviluppate e cristalli con superficie iridescente entrambi indici di un raffreddamento molto rapido con buona probabilità dovuto all'interazione con acqua di mare.

Da un punto di vista macroscopico e petrografico i campioni sono del tutto identici a quelli che costituiscono il riempimento della porzione sub-aerea della SdF.

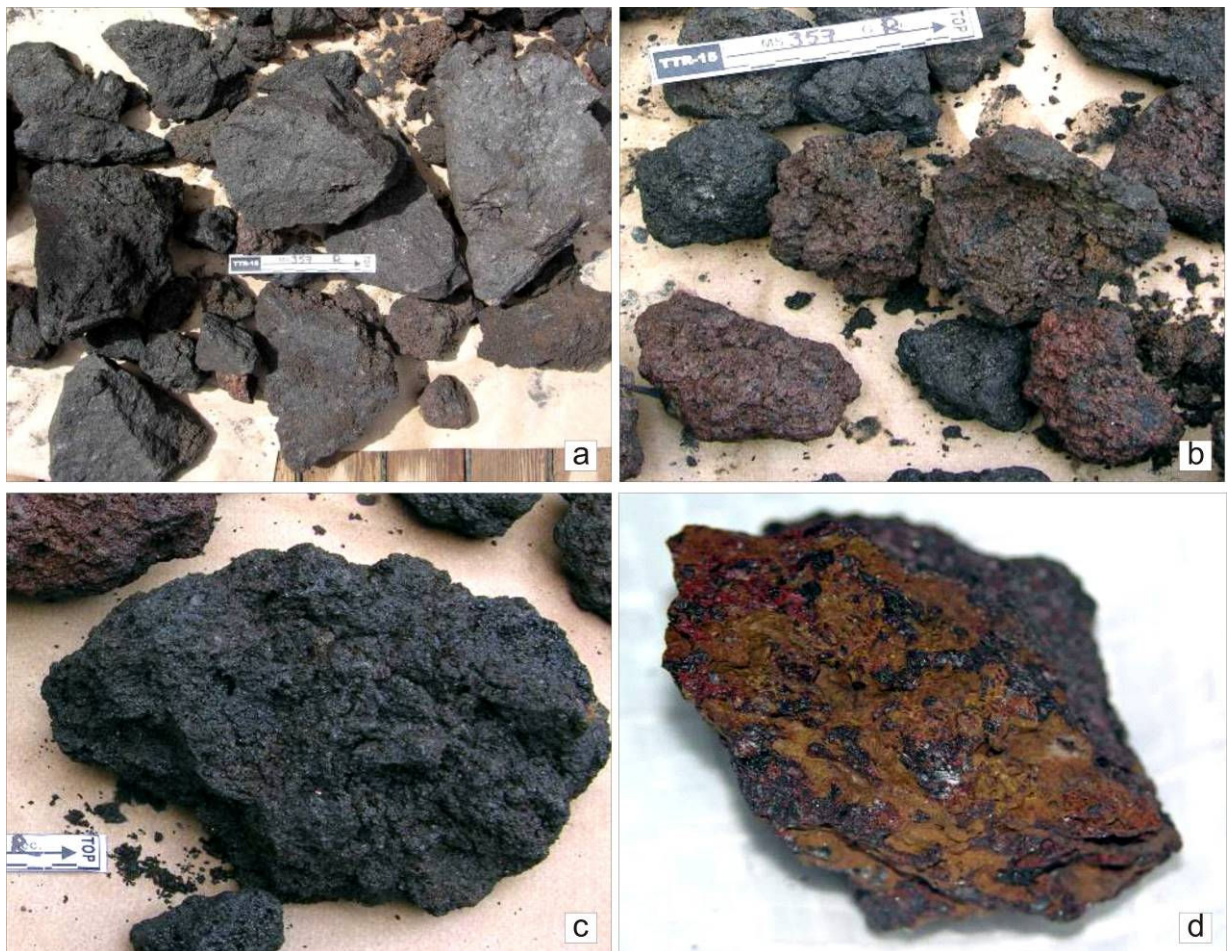


Figura 26 a-d). Foto dei depositi grossolani campionati nella porzione prossimale della SdF. a) lave nere, poco vescicolate, fortemente cristalline; b) cliker di colata, rossastri e vescicolari; c) scorie nere, vescicolare, fortemente cristalline; d) frammenti di lave e scorie alterati (patine di alterazione gialle/rosse).

Interpretazione depositi prossimali

I risultati ottenuti dall'interpretazione dei profili di sidescan sonar, delle immagini TV digitali e il campionamento intensivo dei siti individuati, indicano che i depositi della frana del 30 dicembre 2002 frana si estendono su una superficie di forma allungata in direzione NNW, situata tra 1600 e 2000 m di profondità e ad una distanza di circa 6 - 8 km dalla linea di costa della Sciara del Fuoco. I depositi consistono in due tipologie principali i.e:

- **Cobble “mounds”** - accumuli discreti, principalmente caotici, di scorie, clinker e frammenti angolosi di colata lavica a granulometria grossolana (blocchi), immersi in una matrice costituita da sabbia vulcanoclastica grossolana; i depositi gradano in facies distale verso coperture estese di sabbia vulcanoclastica grossolana.
- **Sabbie vulcanoclastiche** - sabbie vulcanoclastiche nere, simili a quelle all’interno delle quali sono immersi gli accumuli grossolani; le sabbie contengono spesso frammenti decimetrici di scorie e lave; le sabbie risultano frequentemente organizzate in strutture di fondo, trattive quali ripple.

I materiali che costituiscono il deposito di frana, contrastano nettamente con i materiali che ricoprono il fondo del mare nelle aree circostanti; il limite del deposito di grossolano è netto e

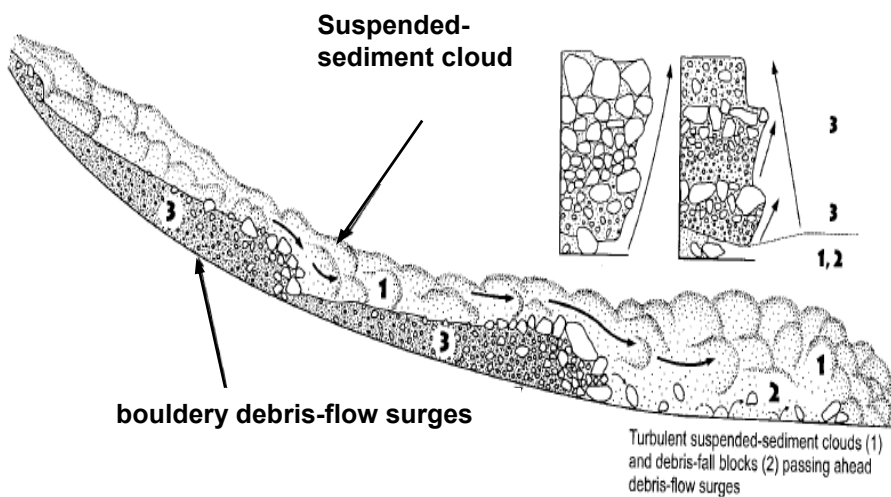


Figura 27. Descrizione schematica del modello per la formazione degli accumuli caotici di materiale grossolano. Nella figura è evidente la segregazione del *debris flow* in due porzioni, una costituita dal materiale grossolano, impoverito della matrice fine e l'altra costituita da una matrice sabbiosa all'interno nella quale solo sporadicamente si rinvencono clasti *oversized*. Da Kim et al. 1995.

segna il passaggio ad un fondale coperto da un sottile livello di fanghi emipelagici (0.5-1 mm), all'interno dei quali trovano terreno fertile le faune bentoniche come dimostrato dalle abbondanti tracce di bioturbazione.

Saltuariamente si rinvencono accumuli di materiali grossolani simili a quelli che costituiscono la parte prossimale della debris avalanche, ma anch'essi coperti da fanghi emipelagici; simili depositi sono ragionevolmente la testimonianza diretta di depositi di frana derivanti da eventi di instabilità avvenuti in tempi passati lungo il fianco NW di Stromboli.

Dall'analisi delle caratteristiche morfologiche e tessiturali dei sedimenti, si evince che i depositi indagati risultano messi in posto a seguito di un *debris-flow*, non coeso a matrice prevalentemente sabbiosa; la peculiare reologia di tale flusso ha ragionevolmente indotto una

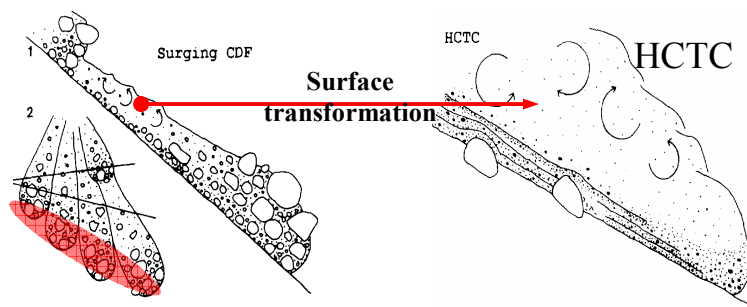


Figura 27. Descrizione schematica della trasformazione superficiale di un debris flow grossolano in una corrente torbida superficiale (*over-riding turbidity currents*). Da Kim et al. 1995.

segregazione del flusso stesso in due porzioni, di cui una costituita dal materiale grossolano, impoverito della matrice fine e l'altra costituita prevalentemente da una matrice sabbiosa all'interno nella quale solo sporadicamente si rinvengono clasti *over-sized*.

La struttura interna si riflette di conseguenza in una morfologia esterna del deposito estremamente articolata e caratterizzata dall'alternarsi di accumuli di depositi grossolani, caotici immersi in una matrice sabbiosa.

La formazione dei ripples sulla superficie delle sabbie indica inoltre la presenza di flussi a bassa densità con capacità trattiva, all'interfaccia acqua-sedimento, generati probabilmente dalla trasformazione superficiale del *debris flow* per ingestione di fluidi (figura 28).

Comunemente, infatti, i flussi subacquei sviluppano correnti torbide superficiali (*over-riding turbidity currents*) che esercitando una funzione di *stripping* della matrice fine dal flusso stesso provocando di frequente un rapido arresto della porzione grossolana al fronte del flusso e nelle sue porzioni laterali.

Questo fenomeno può avvenire in diverse regioni del debris flow, laddove ad esempio la maggiore concentrazione dei clasti più grossolani crea la risalita all'interno del flusso di *plug* formati da accumuli spessi, a granulometria grossolana e impoveriti di matrice.

Proprio le correnti torbide cogenetiche hanno la capacità di disperdere la frazione fine dei materiali coinvolti nelle frane verso le aree distali.

Capitolo 8 Caratterizzazione dell'area distale

Strategia di campionamento

Numerose stazioni di campionamento sono stati eseguite durante le tre campagne di ricerca, operando sia con il carotiere a gravità (1.2 e 1.5 ton) che attraverso il *box corer*.

In particolare un campione è stato prelevato durante la crociera TTR14MS tramite *box corer*, nel settembre 2004, (TTR14 MS 342 = Lat. 39°01'098'' WGS84, Lon. 15°09'297'' WGS84 Profondità 2454,5 m), in un'area che era già stata campionata durante la crociera VST2002 (R/V

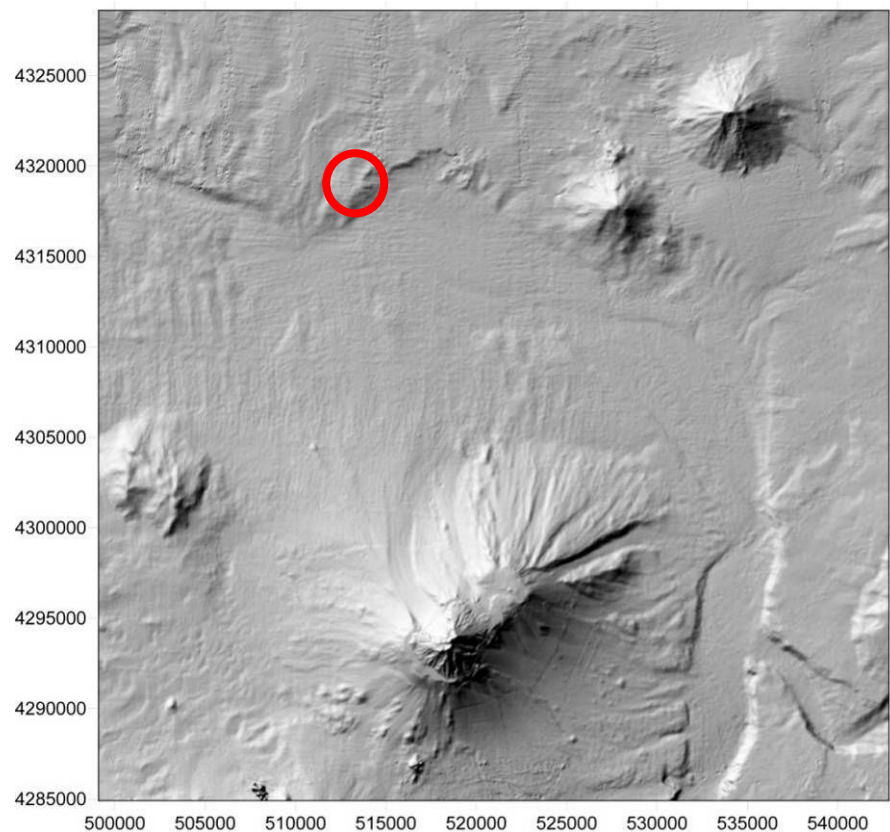


Figura 28. DTM Mappa batimetria del Tirreno Meridionale con evidenziata la posizione di campionamento (cerchio rosso).

Urania del Centro Nazionale delle Ricerche (CNR) – ISMAR di Bologna) nel settembre del 2002 (VST02-16 = Lat. 39°01'1003'' WGS84, Lon. 15°09'2988'' WGS84 Profondità 2458,3 m), appena tre mesi prima dell'evento d'instabilità del 30 dicembre 2002 (figura 29).

Il sito di campionamento giace sul fianco destro (est) del canyon di Stromboli, lungo il prolungamento della valle sottomarina della Sciara del Fuoco ed in asse con l'ipotetico percorso seguito dalle frane nella parte sottomarina del loro movimento.

La stazione di campionamento, si trova all'interno di una zona sub-orizzontale, di forma triangolare, dell'estensione di $\sim 1.4 \times 0.6$ km (area ~ 0.42 km²), la quale giace su un alto

batimetrico, rilevato di circa 200 m rispetto al fondo del canyon di Stromboli (Gamberi et al. 2006).

Il sistema di navigazione GPS/DGPS di cui sono dotate entrambe le navi impiegate nelle campagne di ricerca, ha permesso il posizionamento accurato sia della nave che dei sistemi di campionamento. La stazione di campionamento del 2004 è stata per ciò ripetuta con precisione sulla posizione in precedenza campionata; si deve tuttavia considerare che l'errore di posizionamento alla profondità di circa 2500 m nonostante l'estrema precisione degli strumenti rientra nell'ordine di ± 50 m.

La stazione di campionamento è stata individuata, sulla base dello studio geofisico preliminare dell'area, di cui abbiamo discusso in precedenza, e seguendo l'ipotesi recentemente formulata da numerosi autori (Wynn e Masson, 2003; Garcia 1994, 1996), e per altro dimostrata nei record geologici e tramite modelli fisici, che i flussi torbidity cogenetici alle grandi frane vulcaniche siano dotati di notevole energia e mobilità, tale da permettere loro di superare ostacoli morfologici di altezza considerevole (fino a 500 m), lasciandone segno nelle sequenze sedimentarie, su di essi deposte.

Nel caso particolare di Stromboli i flussi torbidity cogenetici alle frane del fianco NW di Stromboli (di intensità $>$ ad un certo ordine di grandezza), fluendo in direzione perpendicolare (NNW - SSE) alla direzione di sviluppo del canyon (E-W) sarebbero di fatto capaci di superare l'ostacolo topografico costituito dal fianco del canyon (200 m circa) deponendo alla sua sommità parte dei sedimenti trasportati.

Le dinamiche attraverso cui le correnti torbide depositano i sedimenti in tale contesto, possono essere legate a due fondamentali aspetti dei flussi stessi; da un lato si possono ipotizzare correnti torbide di notevole energia e mobilità, tali da scavalcare "tout court" l'ostacolo (i.e. *suspended load + bed load*; figura 30a), dall'altro si possono ipotizzare correnti torbide di notevole estensione verticale che depositino sull'alto esclusivamente la porzione più diluita e più mobile (*suspended load*) del flusso (figura 30b).

Nel primo caso il deposito sarebbe l'espressione di tutta la struttura del flusso, mentre nel secondo caso il deposito sarebbe l'espressione di una porzione dello stesso.

La posizione marginale che il sito di campionamento occupa rispetto alle dinamiche del canyon, preserva il sito stesso, dalla deposizione di notevoli spessori di sedimenti costituiti dal mescolamento di materiali detritici (provenienti dall'arco calabro-peloritano) e vulcanogenici (provenienti dalle altre isole Eolie) trasportati dalle correnti torbide che si muovono all'interno del canyon di Stromboli (Lucchi e Kidd, 1998).

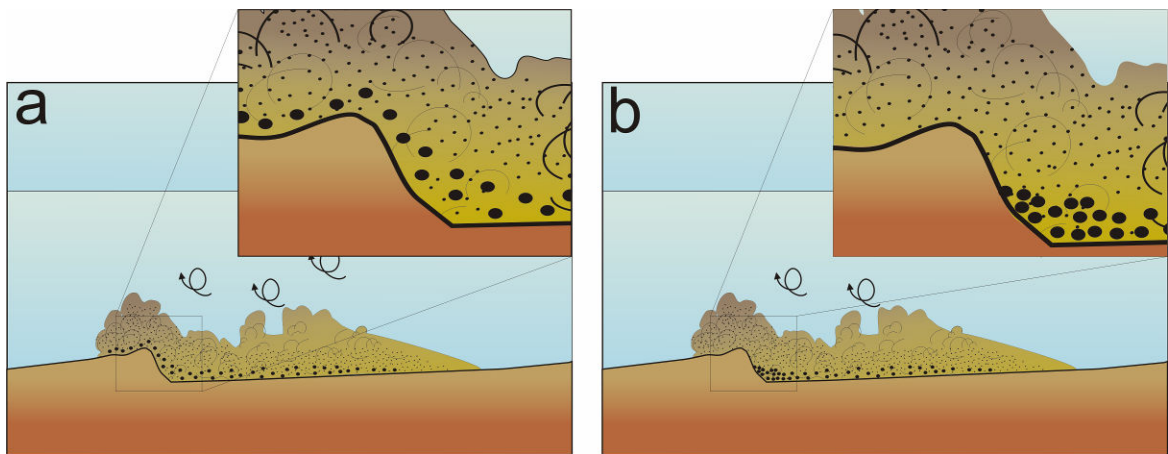


Figura 29. Schema rappresentativo dei due processi ipotizzati per la deposizione delle torbiditi sull'alto morfologico: a) deposizione da parte di una corrente torbida ad alta energia capace di trasportare sopra l'alto morfologico sia il *bed load* che il *suspended load*; b) deposizione del solo *suspended load* parte di una corrente torbida in cui il *bed load* subisce un processo di *freezing* alla base dell'ostacolo morfologico.

Capitolo 9 Descrizione litologica delle carote e subsampling

Una volta recuperate, le carote sono state trasportate nei laboratori dell'ISMAR di Bologna, dove sono state aperte e preparate per la descrizione macroscopica ed il campionamento.

La descrizione macroscopica dei sedimenti presenti all'interno delle carote è stata effettuata analizzando al microscopio binoculare, piccole aliquote di sedimento campionate dalla superficie della carota. La classificazione granulometrica dei sedimenti è stata eseguita in modo preliminare utilizzando appositi comparatori visivi e fa riferimento alla scala di Wentworth.

Carota VST02-16

Lat. 39°01'1003'' Lon. WGS84 15°09'2988''

Profondità 2458.3

Lunghezza 100 cm

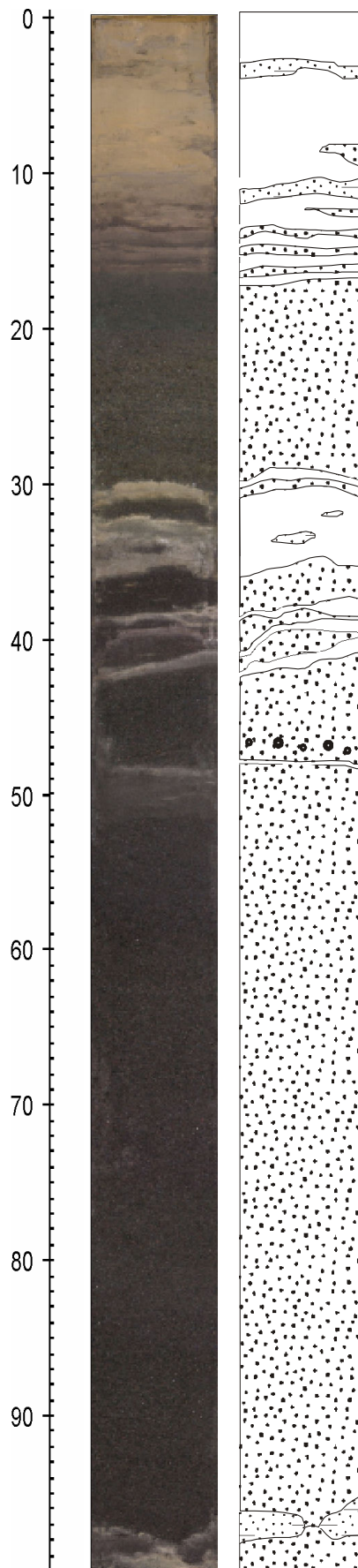
La carota, della lunghezza di circa 1 m, è costituita da una successione torbidity di orizzonti sabbiosi finemente spazati, caratterizzate da una base netta a matrice prettamente sabbiosa, spesso erosiva e da una porzione sommitale gradata direttamente.

Ogni unità torbidity consiste in una base sabbiosa vulcanoclastica dello spessore variabili da pochi mm a 40 cm e da una parte siltosa dello spessore variabile da pochi mm ad alcuni cm.

Alcune delle sequenze sono sigillate al tetto da sottili (< 0.5 cm) livelli di fango emipelagico giallastro.

La porzione sommitale della carota è caratterizzata dalla presenza di un livello fangoso dello spessore di circa 12 cm contenente lenti e livelli discontinui di colore grigio verde a granulometria sabbioso-siltosa, spesso fortemente bioturbati al cui interno è macroscopicamente evidente una concentrazione di fillosilicati .

Una descrizione schematica della carota è presente in figura 31.



Descrizione schematica della carota VST02-16

100-98 cm livello fango-siltoso contenente abbondanti miche; **98-96 cm** livello discontinuo di sabbia – siltosa vulcanoclastica; **96-48 cm** livello di sabbia vulcanoclastica nera, con base erosiva e gradazione diretta; all'interno del livello sono evidenti tracce di incipiente bedding piano-parallelo ; al top livello (circa 2cm) sabbioso-siltoso nero gradante in fango siltoso bruno-giallo (<0.5cm); **48-40 cm** sabbia vulcanoclastica nera con base grossolana e gradazione normale; alla base livello di granuli over-sized; al tetto sottile livello di fango-siltoso bruno-giallo; **40-39 cm** livello di sabbia nera con gradazione normale; al tetto sottile (~1mm) livello di fango emipelagico giallastro; **39-36 cm** livello di sabbia nera con gradazione normale; al tetto sottile (~1mm) livello di fango emipelagico giallastro contenente lenti di sabbia-siltosa; **36-31 cm** livello di sabbia nera con gradazione diretta con al tetto livello di circa 3 cm di fango emipelagico giallastro contenente lenti grigio verdi, sabbioso-siltose con tracce di bioturbazione; **31-29 cm** livello sabbioso con gradazione diretta in livello di fango bruno; **29-18 cm** livello di sabbia vulcanoclastica nera con base leggermente erosiva e gradazione diretta; sono evidenti tracce di bedding piano-parallelo; **18-12 cm** successione di sottili (≤ 1 cm) livelli sabbiosi gradanti al tetto in silt-fangosi; **12-5cm** fango bruno-giallastro gradante da sabbia fangosa a fango siltoso-sabbioso contenente lenti e sottili livelli sabbioso-siltosi; **5-3.5 cm** fango siltoso-sabbioso grigio verde; **3.5-0 cm** livello fangoso con intercalazioni e lenti siltoso-sabbiose contenenti abbondanti fillosilicati.

Figura 30. Foto e descrizione schematica della carota VST02-16.

Carota TTR14 MS342B

Lat. 39°01'098'' Lon. 15°09'297'' WGS84

Profondità 2458,3 m

Lunghezza 28 cm

La carota è costituita da un singolo spezzone della lunghezza di circa 28 cm; la sequenza campionata mostra caratteristiche macroscopiche del tutto affini a quelle che caratterizzano i 28 cm sommitali della carota VST02-16. Differenze sostanziali tra le due successioni sono viceversa presenti nei 3-4 cm sommitali; nella carota TTR14MS-342B è infatti presente un livello di sabbia nera medio - fine, dello spessore di circa 2-3 cm, sigillato al tetto da un sottile (< 0.5 cm) livello siltoso di colore grigio-bruno.

La descrizione schematica della carota è fornita in figura 32.

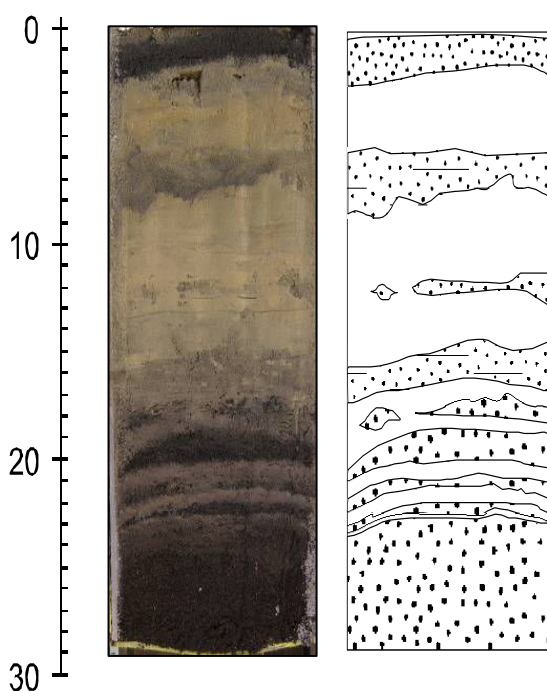


Figura 31. Foto e descrizione schematica della carota TTR14 MS342B.

Descrizione schematica della carota

TTR14MS-342B

28-22 cm sabbia vulcanoclastica nera con gradazione diretta in sottile (≤ 1 cm) livello bruno di sabbia fine-silt; **22-16 cm** successione di livelli di spessore variabile da pochi mm a 2 cm, di sabbia vulcanoclastica nera gradanti al tetto in silt-sabbiosi bruni; **16-9 cm** livello bruno-giallastro gradante da sabbia fangosa a fango siltoso-sabbioso contenente lenti e sottili livelli sabbioso-siltosi; **9-7 cm** livello discontinuo di fango siltoso-sabbioso grigio verde; **7 - 2.5/3 cm** fango siltoso-sabbioso, bruno-rossastro, contenente sottili lenti e livelli discontinui grigio verdi di silt-sabbioso; al tetto livello siltoso-fangoso bruno; **2.5/3 cm-0** livello di sabbia vulcanoclastica nera, medio-fine; al tetto un sottile (< 0.5 cm) livello fangoso - siltoso di colore giallo bruno.

Come già descritto in precedenza le due sequenze sono state campionate usando due tecniche diverse (VST02-16 tramite *gravity coring* e TTR14MS342B con *box coring*) che non garantiscono di norma lo stesso grado di preservazione dell'interfaccia acqua sedimento. Il

gravity coring infatti può in alcuni casi disturbare le porzioni sommitali della sequenza generando la omogeneizzazione dei depositi.

Nel nostro caso tuttavia grazie alla particolare efficienza del carotiere tali fenomeni sono stati prevenuti garantendo in entrambi i campionamenti la conservazione degli ultimi centimetri sommitali. Questa condizione è stata inoltre verificata con un'analisi macroscopica delle aree soggette.

Subsampling

Il campionamento delle carote è stato eseguito nei laboratori dell'ISMAR di Bologna, dove è attivo un archivio di carote e campioni di sedimenti (termostato a 4°C) con annesso laboratorio per l'apertura e lo studio preliminare delle carote marine.

50 campioni sono stati distribuiti con spaziatura media di 2-3 cm, lungo l'intero sviluppo delle carote, in modo da effettuare una scansione fine delle caratteristiche sedimentologiche, fisiche e chimiche delle due sequenze.

La distribuzione dei campioni è stata effettuata sulla base di una attenta osservazione delle strutture sedimentarie macroscopiche osservabili nelle carote.

I campioni sono stati prelevati all'interno di ogni livello discreto, a granulometria sabbiosa,

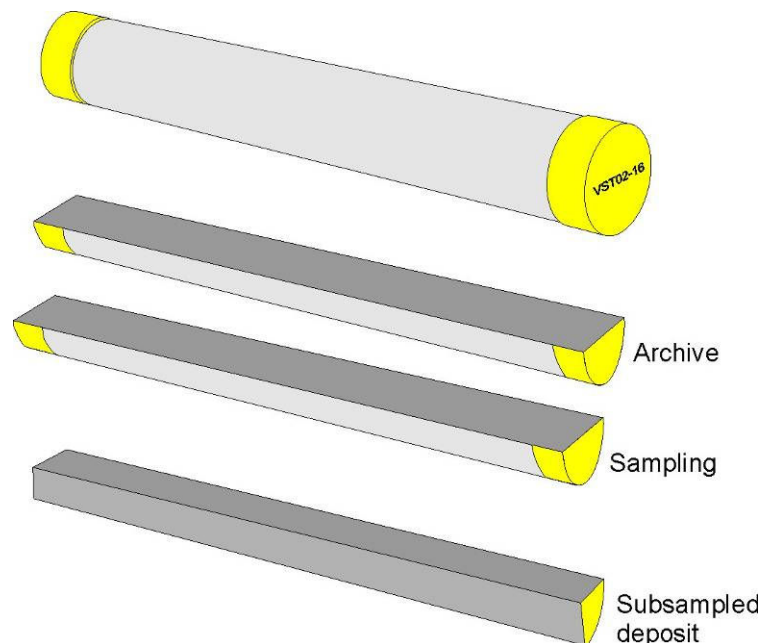
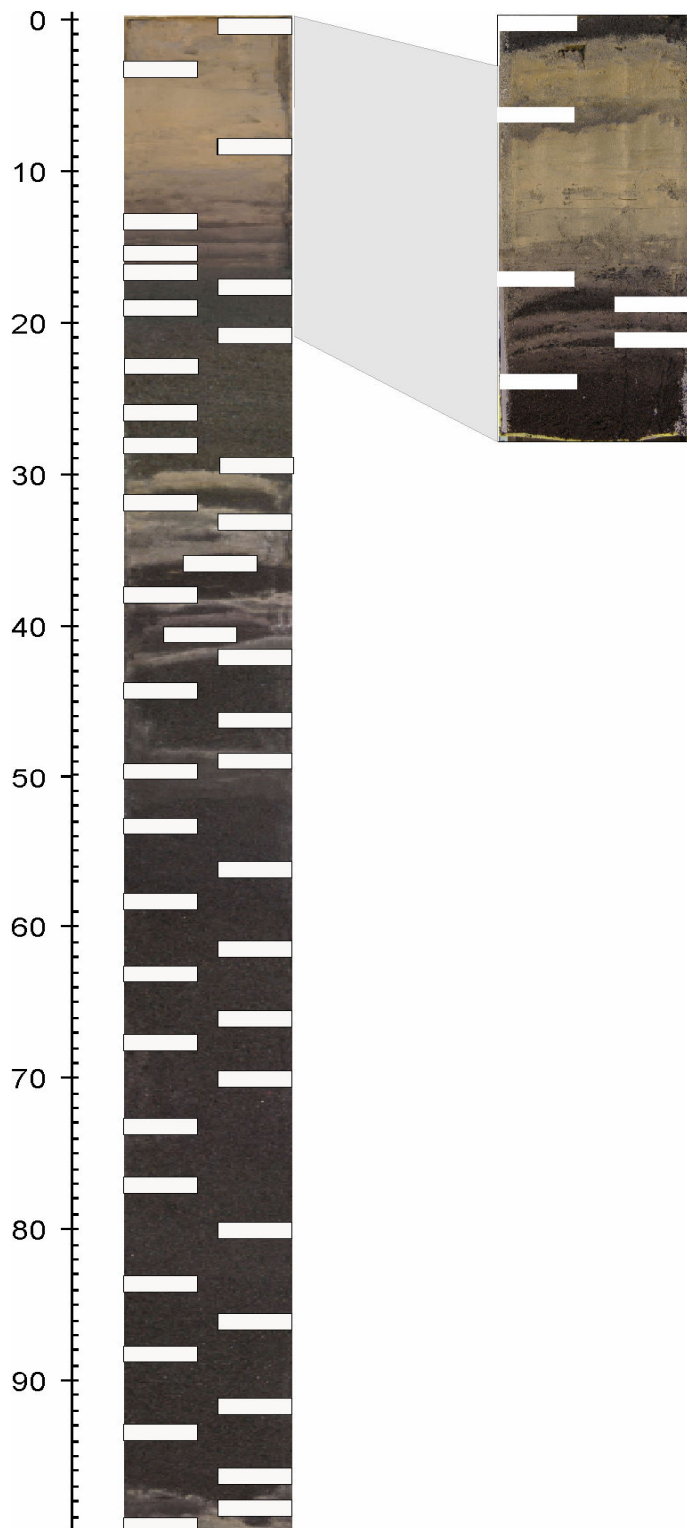


Figura 32. Schema di apertura e di conservazione dei campioni

prelevando porzioni di sedimento dello spessore di circa un centimetro, attraverso uno specillo metallico (per una lunghezza di circa 5 cm ovvero 1/2 diametro della carota), operando la cautela di separare, laddove necessario, le porzioni sabbiose dalle eventuali zone fangose adiacenti.

costituito dalla base delle sequenze torbiditiche; alcuni campioni sono stata inoltre prelevati all'interno di lenti siltose-sabbiose e nei livelli discontinui all'interno dei livelli a granulometria fine (fangoso-siltosa). Negli stati caratterizzati da spessori consistenti (> 2-3 cm) sono stati posizionati più campioni a varie altezze stratigrafiche, con l'intento di verificare eventuali variazioni interne delle caratteristiche sedimentologiche. Il

campionamento è stato eseguito



Secondo questa modalità, il materiale prelevato e disponibile per le analisi costituisce circa un quarto del totale campionato, rispettando l'esigenza di conservare intatta una porzione della carota come risorsa per eventuali ed ulteriori approfondimenti analitici e un'intera metà di carota come archivio e come soggetto per l'esecuzione di foto per l'archivio fotografico (figura 33). In figura 34 è mostrata la distribuzione dei campioni all'interno delle due sequenze.

Figura 33. Disposizione dei campioni all'interno delle due sequenze; in alto è mostrata la correlazione tra le due sequenze.

Capitolo 10 Analisi granulometrica

Come già specificato in precedenza, il dataset ottenuto dalle due successioni VST02-16 e TTR14MS-342B consta di 50 campioni prelevati ad intervalli di circa 2-3 cm (figura 34) ognuno dei quali è stato sottoposto ad analisi granulometrica.

In una fase preliminare i campioni sono stati posti in un bagno ad ultrasuoni per circa 20-30 s allo scopo di favorire la separazione di eventuali piccoli aggregati e per separare le sabbie dalle eventuali porzioni fangose presenti all'interno delle stesse.

Il lavaggio ad ultrasuoni si realizza utilizzando onde sonore ad alta frequenza che, propagandosi attraverso un liquido, generano milioni di microscopiche bolle di vapore allo stato molecolare favorendo la disgregazione e la pulitura delle sabbie. Una volta asciugati sui campioni è stata eseguita l'analisi granulometrica mediante doppia vagliatura per via umida e in seguito a secco sui trattenuti, attraverso vagli metallici con maglie quadrate ad intervalli di un Φ ($\text{phi} = -\log \text{diametro}_{\text{mm}}$).

L'analisi è stata eseguita per intervalli da -3Φ a 5Φ corrispondenti a misure variabili tra 8 mm e 0.032 mm. Il passante dell'ultimo setaccio (< 0.032 mm) non è stato raccolto ma non considerato utile ai fini analitici.

La tecnica di setacciatura consiste classicamente nella vagliatura del sedimento, mediante scuotimento di una pila di setacci a luce decrescente verso il basso in un primo momento per via umida; i campioni una volta essiccati in stufa ad una temperatura di circa 60° sono processati nuovamente attraverso vagliatura meccanica con un setacciatore vibrante-oscillante Giuliani.

Il processo a liquido si è reso necessario in primo luogo per eliminare le porzioni fangose (lenti) che frequentemente erano mescolate all'interno delle sabbie; tale processo è inoltre utile per eliminare eventuali depositi salini ed ovviare a frequenti fenomeni d'aggregazione tra i clasti.

Il secondo passaggio a secco è necessario per rifinire la setacciatura ed ottenere risultati più precisi.

Una volta asciutti, i setacci sono stati pesati su una bilancia con precisione di un centesimo di grammo ed i pesi così ottenuti sono stati elaborati attraverso un foglio di calcolo realizzato appositamente attraverso il programma Microsoft Excel.

Per ogni singolo campione sono stati calcolati i parametri sedimentologici $Md\Phi$ (o mediana), $\sigma\Phi$ (*sorting* o classazione) (Inman, 1952), $a\Phi$ (*skewness*), *graphic standard deviation*, *graphic skewness*, *graphic kurtosis*, *graphic mean* (Folk e Ward, 1957) e sono state tracciate le curve granulometriche cumulative (appendice 1).

VST02-16 unico

I campioni possono complessivamente essere classificati come sabbie, da grossolane a molto fini ($Md\Phi = 0.663-3.538$; in prevalenza medio - molto fini), da moderatamente ben classate a poco classate ($\sigma\Phi 0.705-1.371$) (figura 35)

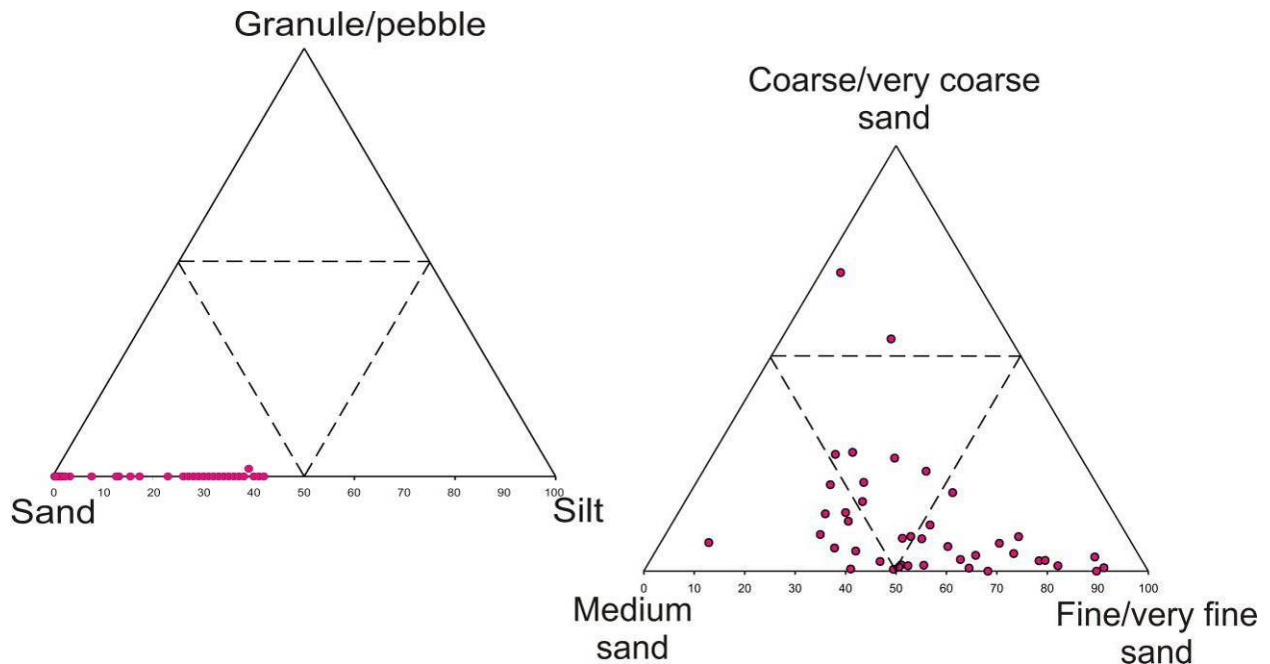


Figura 34. Distribuzione granulometrica dei campioni prelevati nella carota VST02-16 su a) un diagramma triangolare con vertici granuli e ciottoli, sabbie e silt e b) sabbie molto grossolane e grossolane, sabbie medie e sabbie fini e molto fini; classi granulometriche definite secondo [Wentworth, 1922](#))

Le caratteristiche granulometriche del deposito sono tuttavia variabili all'interno della sequenza (figura 37). Considerando ogni singolo livelli discreto, i campioni possono essere descritti nel modo seguente:

- **100 cm** – Livello di sabbie fini-molto fini ($Md\Phi = 2.84$) moderatamente ben sortite ($\sigma\Phi = 0.784$).
- **98 cm** – Lente costituita da sabbia fine – molto fine ($Md\Phi = 3.034$) moderatamente ben sortita ($\sigma\Phi = 0.834$)
- **96-48 cm** - Livello composto complessivamente da sabbie, da grossolane a molto fini ($Md\Phi = 0.663-3.446$), da moderatamente ben sortite a poco sortite ($\sigma\Phi = 0.705-1.363$). L'intervallo risulta essere costituito dai materiali più grossolani dell'intera sequenza. Il livello può essere suddiviso in almeno tre sub-unità i.e. 96-83 cm, 88-70 cm e 66-48 cm ciascuno delle quali è caratterizzata da una gradazione inversa – diretta; in ognuna delle sub-unità sono infatti presenti nei primi 1-2 cm, sabbie medio-fini, gradanti inversamente

in sabbie molto grossolane, le quali a loro volta gradano direttamente in sabbia fine - molto fine. Da notare che nella prima sub-unità la gradazione da base grossolana a tetto fine avviene in modo graduale e continuo, mentre per le due sub unità successive il passaggio alle porzioni fini risulta meno graduale e marcato da piccole oscillazioni.

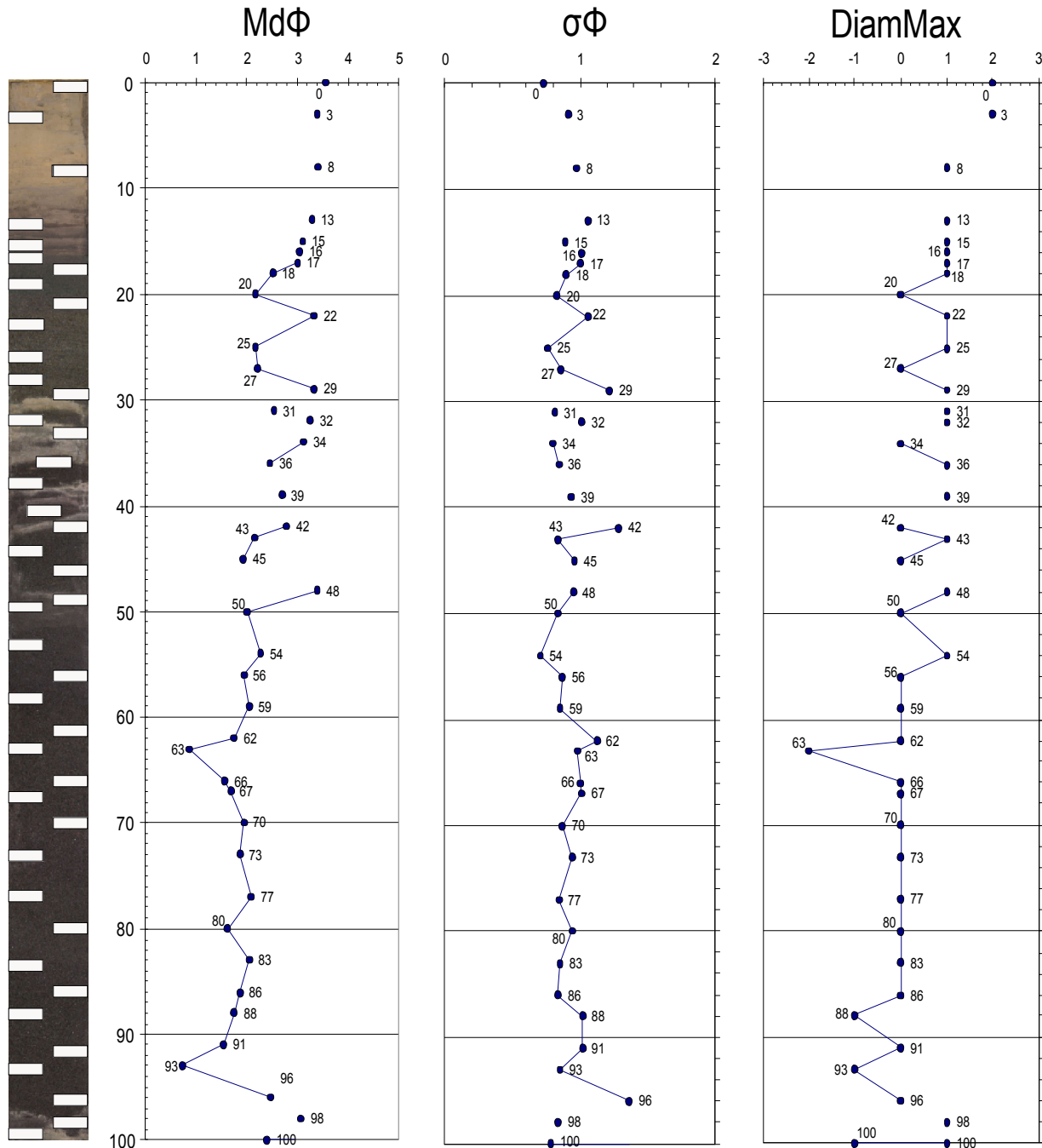


Figura 35. Schematizzazione dei risultati dell'analisi granulometrica; da sinistra a destra variazione dell' $Md\Phi$, $\sigma\Phi$, diametro massimo dei granuli in riferimento all'altezza stratigrafica dei campioni.

I campioni provenienti da un livello discreti sono stati collegati tra loro con una linea.

- **45-42 cm** - Livello di sabbia media, gradante direttamente in sabbia molto fine; da moderatamente ben sortite a poco sortite ($Md\Phi = 1.869-2.750$; $\sigma\Phi = 0.84-1.28$).
- **39, 34 - 36, 32 cm** - Serie di livelli discreti e di livelli discontinui di sabbia fine, gradanti direttamente a sabbie molto fini ($Md\Phi = 2.192-3.275$; $\sigma\Phi = 0.8-1.01$); da moderatamente ben sortite a poco sortite.
- **31 cm** - Livello di sabbia fine ($Md\Phi = 2.517$; $\sigma\Phi = 0.81$) moderatamente ben sortita.
- **29-17 cm** - L'intervallo è complessivamente costituito da sabbie fini - molto fini ($Md\Phi = 2.260-3.364$), da moderatamente ben sortite a poco sortite ($\sigma\Phi = 0.761-1.216$). Come per l'intervallo 96-48 cm sono presenti due sub-unità i.e. 29-22 cm e 20-17 cm, ciascuna delle quali è caratterizzata da una gradazione inversa-diretta, con una base sabbiosa molto fine gradante in sabbie fini a loro volta gradante direttamente in sabbia molto fine.
- **17-13 cm** - L'intervallo è costituito da una serie di sottililivelli , finemente spazati, costituiti da una base sabbiosa fine - molto fine ($Md\Phi = 2.993-3.281$; $\sigma\Phi = 0.89-1.06$) gradante direttamente in silt-fangosi; da moderatamente ben sortiti a poco sortiti.
- **8, 3, 0 cm** - Livelli discontinui e lenti costituiti da sabbia molto fine e silt ($Md\Phi = 3.394-3.538$; $\sigma\Phi = 0.73-0.97$); ben sortiti.

I dati relativi all'analisi granulometrica totale della carota sono esposti in figura 36. Considerando un diagramma triangolare ai cui vertici si trovano le classi granulometriche silt-sabbia-granuli, definite secondo la scala di Wentworth, risulta evidente come i campioni siano prevalentemente costituiti da una mistura composta da parti uguali di sabbie medie e sabbie fini, associate a quantità subordinate di sabbia grossolana (< 30%); una quantità ridotta di campioni risulta costituita da sabbie fini/molto fini o sabbie medio-grossolane (figura 35).

I dati ottenuti dall'analisi granulometrica evidenziano inoltre che la carota VST02-16 è caratterizzata da una generale riduzione delle dimensioni dei granuli costituenti i livelli sabbiosi, dalla base verso i livelli stratigrafici più elevati.

Plottando i valori dell' $Md\Phi$, in un grafico con $Md\Phi$ in rapporto all'altezza stratigrafica dei singoli campioni, si nota una netta riduzione dell' $Md\Phi$ da valori mediamente superiori a tre (top) verso valori inferiori a due (base).

L'analisi granulometrica, mostra inoltre che i singoli livelli sono caratterizzati da strutture sedimentarie ben definite. Tali strutture sono particolarmente evidenti nella carota VST02-16, in cui il numero ingente dei livelli e il loro spessore più sviluppato permettono una migliore

caratterizzazione. Tutti i livelli presentano una porzione basale sabbiosa medio - grossolana gradante direttamente in sabbie fini-molto fini.

I due livelli di maggior spessore ovvero gli intervalli **96-48 cm** e **29-17 cm**, presentano una porzione basale (1-2 cm) a granulometria sabbiosa fine a cui seguono con un contatto netto una serie di almeno due/tre sub unità (96-83 cm; 88-70 cm; 66-48 cm e 29-22 cm; 20-17 cm), ciascuna delle quali è caratterizzata da una base sabbiosa molto grossolana gradante direttamente in sabbia fine - molto fine.

Da notare che nella prima sub unità la gradazione da base grossolana a tetto fine avviene in modo graduale e continuo, mentre per le due sub unità successive il passaggio alle porzioni fini risulta meno graduale e marcato da piccole oscillazioni.

TTR14MS-342B

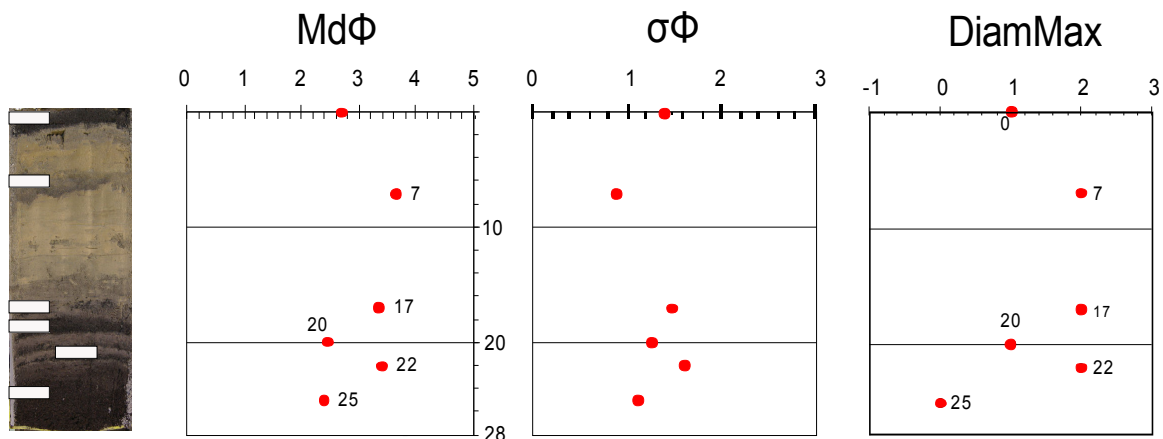


Figura 36. Schematizzazione dei risultati dell'analisi granulometrica. Da sinistra a destra: immagine della carota con relativa posizione di ogni singolo campione; rappresentazione grafica dell' $Md\Phi$, $\sigma\Phi$, diametro massimo dei granuli vs. l'altezza stratigrafica dei campioni.

Seguendo la scala di Wentworth i campioni possono essere classificati come sabbie, fini-molto fini ($Md\Phi = 2.39-3.65$), da moderatamente ben sortite a poco sortite ($\sigma\Phi 0.66-1.07$).

Considerando ogni singolo livelli discreto i campioni possono essere descritti nel modo seguente:

- **25 cm** - Sabbie fini-molto fini ($Md\Phi = 2.39$) moderatamente ben sortite ($\sigma\Phi = 0.78$)

- **22, 20, 17 cm** - Successione di sottili livelli formati da una base sabbiosa fine - molto fine ($Md\Phi = 2.47-3.34$; $\sigma\Phi = 0.87-1.07$) gradanti in fanghi siltosi; da moderatamente ben sortiti a poco sortiti.
- **7 cm** - Livello di sabbia molto fine - siltosa ($Md\Phi = 3.65$; $\sigma\Phi = 0.66$) ben sortita.
- **2.3/3-0 cm** - Livello di sabbia fine ($Md\Phi = 2.70$; $\sigma\Phi = 0.95$) ben sortita.

Dato lo scarso numero di livelli presenti nella carota TTR14MS-342B è difficile ricostruire la variabilità delle caratteristiche sedimentologiche come fatto in precedenza per la carota VST02-16; i risultati ottenuti sono tuttavia in sostanziale analogia con quelli ottenuti negli ultimi 25-30 cm della carota in precedenza analizzata. La rappresentazione grafica delle caratteristiche granulometriche dei campioni è mostrata in figura 37 e 38.

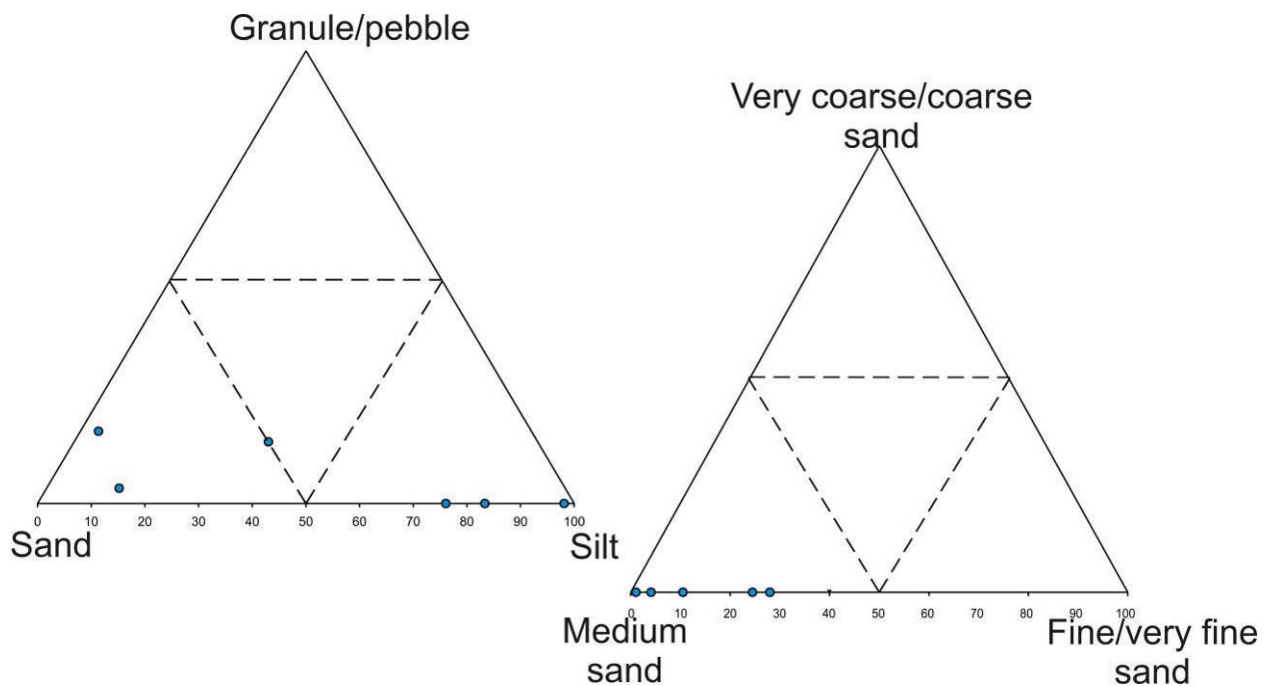


Figura 37. Distribuzione granulometrica dei campioni prelevati nella carota TTR14 MS 342 su a) un diagramma triangolare con vertici granuli e ciottoli, sabbie e silt e b) sabbie molto grossolane e grossolane, sabbie medie e sabbie fini e molto fini; classi granulometriche definite secondo [Wentworth, 1922](#)).

Capitolo 11 Analisi dei componenti

I campioni sottoposti ad analisi dei componenti sono stati selezionati sulla base dei risultati ottenuti dall'analisi granulometrica, cercando tuttavia di ottenere una distribuzione omogenea all'interno dell'intera carota.

Il set di campioni è costituito da almeno un campione per ogni livello discreto di sabbia vulcanoclastica; laddove l'analisi granulometrica ha evidenziato la presenza di gradazioni o strutture sedimentarie all'interno di un singolo livello, il passo di campionamento è stato infittito per garantire una opportuna caratterizzazione di tali strutture (figura 36).

In totale sono stati analizzati 34 campioni provenienti da 21 diversi livelli sabbiosi.

Date le ridotte dimensioni dei granuli non è stata possibile una separazione allo stereomicroscopio e uno studio dei granuli sciolti; i campioni selezionati sono stati quindi preparati in sezione sottile e studiati tramite un microscopio polarizzante.

Per ogni singolo campione sono state selezionate le frazioni granulometriche percentualmente più rappresentative ($\sum \text{wt}\% \Phi_{x,y,z} > 60\%$) tenendo conto della necessità di avere campioni non troppo minuti per una buona determinazione delle caratteristiche petrografiche dei granuli e di un campione rappresentativo dell'intero spettro di granulometria.

L'intervallo di granulometrie scelte per l'analisi dei componenti risulta così compreso tra 0.500 mm a 0.125mm (Φ 1, 2, 3).

Parallelamente all'analisi quantitativa dei componenti delle sabbie, è stata eseguita anche un'analisi qualitativa dei componenti delle porzioni fini delle torbiditi e di alcune lenti siltose presenti all'interno dei fanghi emipelagici.

Tale analisi è stata eseguita tramite uno studio preliminare allo stereo-microscopio, seguita da una più dettagliata analisi su *smear slides*.

Propedeutica all'analisi dei componenti è stata eseguita un'analisi petrografica al microscopio polarizzante, associata ad uno studio speditivo preliminare, mediante il microscopio elettronico, corredato di microanalisi a dispersione di energia presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'università di Pisa (SEM-EDS Philips XL30 EDAX DX4), finalizzato a determinare le caratteristiche tessiturali dei clasti. Sulla base di queste indagini sono state definite 10 classi di componenti principali:

- Lave
- Lave a leucite

- Frammenti olocristallini
- Plagioclasti
- Pirosseni
- Olivine
- Frammenti piroclastici
- Frammenti alterati
- Frammenti piroclastici con bordi alterati
- Palagoniti

L'analisi dei componenti è stata eseguita utilizzando un microscopio petrografico Leika DMRX a cui si è associato un tavolino conta punti Swift modello F; per ogni singola sezione sono stati contati 750/1000.

L'analisi è stata eseguita in quattro serie di 250 punti con controllo della compatibilità dei risultati per ogni serie. Si riportano di seguito le descrizioni petrografiche di ogni singola classe:

Lave

(figura 40 a) - *Frammenti di lave e scorie*, generalmente porfirici con microfenocristalli da euedrali a subedrali rappresentati in ordine di abbondanza decrescente da plagioclasio, clinopirosseno ed olivina.

Questi sono immersi in una pasta di fondo microcristallina, talvolta parzialmente vetrosa, contenente le stesse fasi minerali sopra citate associate ad abbondanti ossidi opachi (Ti-magnetite); i microcristalli di plagioclasio sono percentualmente predominanti rispetto agli altri microfenocristalli.

A nicoll // i frammenti si presentano per lo più opachi. Il grado di alterazione dei frammenti è generalmente basso. In alcuni campioni sono evidenti delle iso-orientazioni differenziali delle varie generazioni di microcristalli.

Lave a leucite

(figura 40 b) - *Frammenti di lave e scorie con microfenocristalli di leucite*; si presentano generalmente porfirici con microfenocristalli euedrali-subedrali di pirosseno, plagioclasio, olivina e leucite. A nicoll // i frammenti si presentano opachi, con presenza nella pasta di fondo, raramente vetrosa, delle stesse fasi minerali sopra citate ed abbondanti ossidi opachi. I cristalli di leucite sono ben riconoscibili per la forma rotondeggiante e sono solitamente trasformati in analcime. Il processo di analcizzazione procede con fronti di trasformazione che si sviluppano

dal bordo verso l'interno del cristallo, come dimostra la presenza di nuclei con la composizione originale leucitica. I cristalli di leucite presentano spesso fratture di forma arcuata, probabilmente originate a seguito del processo di analcizzazione. Raramente sono presenti cristalli di dimensioni estremamente minute non trasformati in analcime.

Frammenti con tessitura olocristallina

Frammenti a tessitura olocristallina a grana fine. Sono costituiti principalmente da aggregati di cristalli di K-feldspato, plagioclasio, clinopirosseno, olivina e flogopite con fasi accessorie di apatite e ossidi (ti-magnetite).

Il K-feldspato e il plagioclasio hanno le dimensioni maggiori e talvolta una tessitura pecilistica con olocristalli di clinopirosseno, olivina, flogopite e apatite.

Le caratteristiche tessiturali e mineralogiche dei granuli sono strettamente affini a quelle di alcuni clasti monzonitici, considerati come frammenti di rocce subvulcaniche cognate, rinvenuti nei livelli cineritici di ricaduta e nei depositi di *debris flow* dell'eruzione freatomagmatica delle Secche di Lazzaro (Bertagnini e Landi, 1996; Renzulli e Santi, 1997).

Plagioclasio

(figura 40 c) - *Cristalli e frammenti di cristalli di plagioclasio* con abito di forma da euedrale a subedrale;

i cristalli di dimensioni maggiori presentano forme piuttosto equidimensionali mentre quelli di dimensioni minori presentano forme tendenti all'aciculare. Tutti i cristalli sono geminati karlsbad e albite-karlsbad. Nei cristalli sono frequentemente presenti evidenti tessiture di disequilibrio; i nuclei mostrano tessiture mottled o a setaccio mentre i bordi presentano gradi variabili di corrosione.

In alcuni cristalli tuttavia coesistono aree con evidenti strutture di disequilibrio associate a aree caratterizzate tessiture caratteristiche di crescita in equilibrio del cristallo.

Alcuni cristalli in particolare quelli di grandi dimensioni presentano zonatura oscillante.

Una caratteristica piuttosto evidente di questi cristalli è la presenza di inclusioni sia vetrose che ricristallizzate. Queste possono essere concentrate nel nucleo del cristallo così come distribuite concentricamente seguendo l'andamento delle zonature o avere una distribuzione del tutto casuale. Frequentemente i cristalli mostrano incipienti segni di alterazione.

Pirosseni

(figura 40 d) - *Cristalli o frammenti di cristalli di clinopirosseno augitico*. I cristalli hanno forme da euedrali a subedrali, con abito da allungato a tozzo e presentano una colorazione da verde chiaro a quasi incolore. Frequentemente il clinopirosseno presenta una debole zonazione oscillatoria e inclusioni sia vetrose che ricristallizzate, con forme da euedrali ad amorfe. Sono talvolta presenti gradi variabili di corrosione dei cristalli.

Olivine

(figura 40 e) - *Cristalli o frammenti di cristalli di olivina*.

In queste classe possono essere distinte due sottoclassi, in funzione delle caratteristiche tessiturali:

- cristalli con abito da euedrale a subedrale, bordi poco riassorbiti e con abbondanti inclusioni vetrose di forma solitamente rotondeggiante.
- cristalli con abito subedrale-anedrale, bordi da mediamente a fortemente riassorbiti con inclusioni vetrose.

Frammenti piroclastici

(figura 40 f) - *Frammenti di vetri* di forma variabile da *platy*, *y-shaped* fino a *blocky* caratterizzati da gradi di vescicolarità medio-bassi.

Il vetro presenta colorazioni variabili da giallo pallido a bruno. Solitamente i granuli mostrano gradi bassi di arrotondamento.

I frammenti piroclastici sono spesso porfirici con microfenocristalli costituiti in ordine di abbondanza decrescente da plagioclasio, clinopirosseno ed olivina; si osservano quantità variabili di microliti costituiti dalle stesse fasi minerali sopra citate e ossidi opachi (Ti-magnetite). Frequentemente i microliti sono isorientati e organizzati in strutture di flusso. Il grado di alterazione di tali frammenti è generalmente molto basso. All'interno di questa classe sono stati raccolti anche i frammenti pomicei, che tuttavia costituiscono una frazione veramente esigua.

Frammenti alterati

Frammenti caratterizzati da segni ben evidenti di alterazione. A causa delle dimensioni estremamente ridotte dei granuli analizzati risulta spesso risulta difficile definire l'esatta paragenesi di questi frammenti e quindi la precisa attribuzione a specifiche facies di alterazione.

All'interno di questa classe sono stati raggruppati granuli costituiti da aggregati di minerali argillosi, frammenti silicizzati e rari frammenti costituiti da solfati (gesso).

Frammenti vetrosi con bordi alterati

(figura 40 g) - *Frammenti piroclastici* costituiti da granuli di forma variabile da *y-shaped* a *blocky*, caratterizzati da vescicolarità medio-bassa; sulla superficie esterna del granulo e all'interno delle fratture originarie sono presenti bande nette, con spessore costante costituite da vetro di colore variabile dal giallo pallido all'incolore.

Le bande, che probabilmente rappresentano fronti di alterazione, mostrano una struttura alcune volte zonata e sono caratterizzate da significative variazioni chimiche (figura 39).

Lo spessore delle bande è costante all'interno dei singoli granuli, ma può variare significativamente tra i granuli dello stesso campione (da μm ad alcune decine di μm).

Le caratteristiche dei vetri che costituiscono la porzione interna dei frammenti non interessata da alterazione sono del tutto affini a quelle già descritte per i *frammenti piroclastici*.

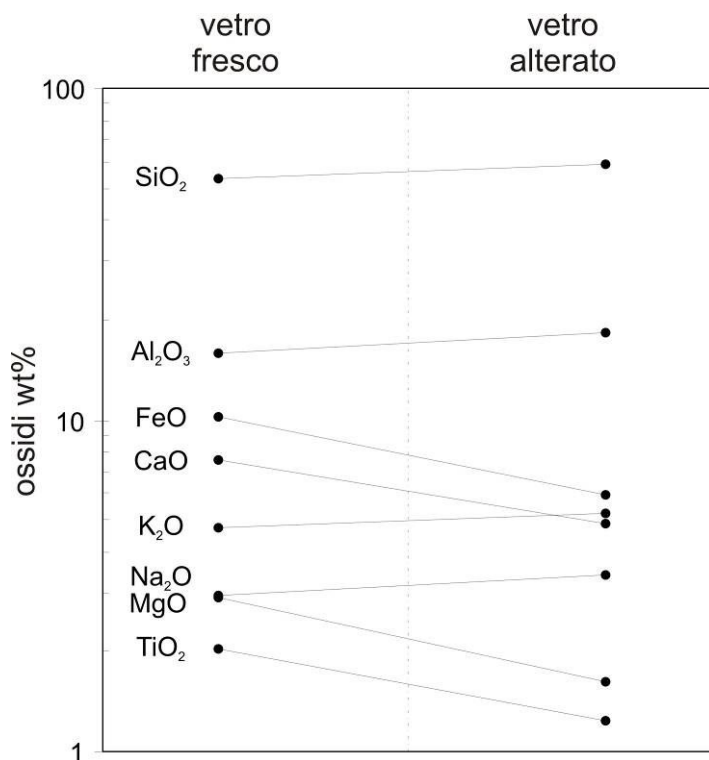


Figura 38. Variazione nella composizione chimica tra il nucleo vetroso fresco ed il bordo alterato nei granuli vetrosi sopra descritti evidenziata nell'analisi al SEM; le composizioni dei vetri alterati e freschi rappresentano la media calcolata su più frammenti.

La presenza di bordi di alterazione disposti in bande concentriche attorno a particelle vetrose di origine vulcanica viene da alcuni autori attribuita a fenomeni di dissoluzione nei primi stadi del processo di palagonitizzazione; questa tipologia di alterazione non sembra viceversa essere del tutto compatibile per morfologia e per chimismo dei prodotti alterati a quella che rinveniamo nei nostri campioni.

Recentemente tuttavia alcuni autori (Spadaro et al. 2002) hanno evidenziato la tendenza dei vetri basaltici a sviluppare bande di alterazione se esposti a gas vulcanici.

Lo studio è stato realizzato esponendo alcuni campioni di vetro basaltico sintetizzati artificialmente ai gas fumarolici del cratere di Bocca Nuova, sul Monte Etna.

I risultati per noi più rilevanti mostrano il formarsi di fronti di alterazione già a seguito di poche ore di esposizione ai gas; queste trasformazioni chimiche e meccaniche si concretizzano nello svilupparsi di sottili bande di alterazione in cui sono evidenti sensibili impoverimenti di Na, K, Ca, Mg, Al, e Fe col tempo e un arricchimento relativo in silice.

I risultati sperimentali dimostrano che l'alterazione avviene per una sorta di processi di “*leaching*” in cui vengono rotti i legami Si-Al e conseguentemente rilasciati cationi.

Un simile pattern di arricchimento in silice e di impoverimento in cationi, sebbene con alcune differenze, sembrerebbe affine con quello evidenziato nei nostri campioni (figura 39) che potrebbero dunque essere interpretati come frammenti vetrosi esposti a gas vulcanici e successivamente sottratti al processo di alterazione. Ciò implicherebbe la residenza dei granuli stessi per tempi ancora da definire nelle porzioni crateriche del vulcano. Una spiegazione alternativa è la palagonitizzazione dei frammenti che secondo alcuni autori ([Stroncik e Schmincke, 2002](#)) nelle sue fasi iniziali implicherebbe la formazione proprio di bordi lisciviati.

Palagoniti

(figura 40 h) - *Frammenti vetrosi parzialmente o completamente alterati in palagonite.*

La palagonite è un materiale piuttosto eterogeneo, solitamente caratterizzato da proprietà ottiche e strutturali molto variabili per cui si sono stati qui raccolti una serie di granuli compresi tra due termini estremi ovvero: frammenti di colore molto chiaro, trasparente e caratterizzati da forte bandatura comunemente organizzata in zone concentriche (gel-palagoniti) e frammenti traslucidi, anisotropi, con birifrangenza da bassa a molto alta e tessitura fibrosa o granulare (fibro-palagonite). Il colore delle palagoniti è compreso tra i toni del giallo fino ai toni del bruno e del rosso.

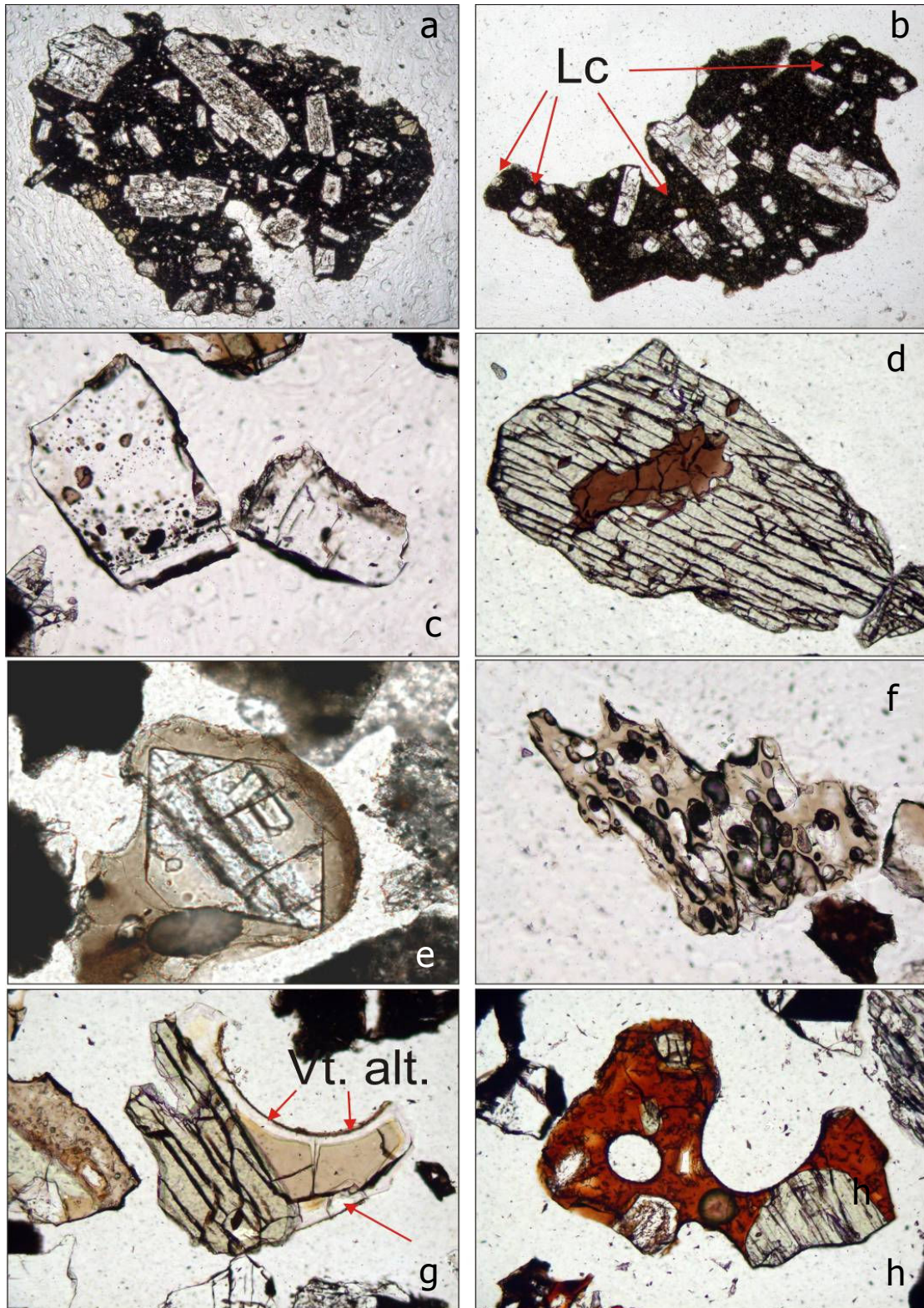


Figura 39. Esempi di alcune delle tipologie di granuli definite per l'analisi dei componenti; a) lave; b) lave a leucite; c) cristalli di plagioclasio; d) cristallo di pirosseno; e) cristallo di olivina; f) frammento piroclastico; g) frammento piroclastico in cui è evidente il bordo di alterazione; h) frammento di vetro palagonitizzato.

Risultati dell'analisi dei componenti

VST02-16

Data la difficoltà di discriminare tra loro alcune classi, in particolare nelle frazioni granulometriche più fini (0.125 mm) (difficoltà di individuare ad esempio i microfenocristalli di leucite o sottili bordi di alterazione), è stato deciso di considerare come costituenti principali,

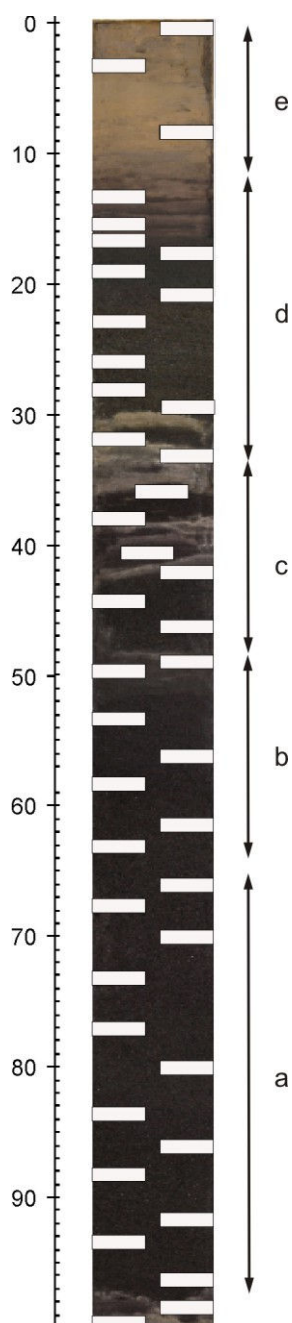


Figura 40. Suddivisione della carota VST02-16 in intervalli sulla base dei risultati dell'analisi dei componenti.

quei granuli la cui abbondanza calcolata sulla media delle varie frazioni granulometriche supera un limite stabilito nella quantità dell'1%.

Come già evidente dall'analisi preliminare i campioni sono costituiti da granuli di origine quasi esclusivamente vulcanica che in ordine di abbondanza sono: *frammenti di lave s.s.* (frammenti di lave + frammenti di lave a leucite) (35-56 %), *frammenti piroclastici* (22.5-37 %), *cristalli di plagioclasio* (3.8-14.5), *clinopirosseno* (4.4-9) e *olivina* ($\leq 2\%$) (Plg + cpx + ol = 10.6 – 24%), *frammenti alterati* (granuli alterati + palagoniti + vetri con bordi alterati) (3-15 %).

Nei campioni prelevati all'interno di entrambe le carote sono presenti quantità estremamente ridotte ($\ll 1\%$) di frammenti detritici di origine continentale (gneiss, filliti e rocce cristalline) e di origine organica (microforaminiferi e bioclasti in genere); questi non sono stati considerati significativi dal punto di vista dell'analisi modale e non risultano quindi presenti nel conteggio.

In appendice 2 sono riportate le abbondanze relative di ogni singola classe per ogni campione analizzato.

Sulla base di questa variabilità le carote sono state suddivise in 6 intervalli come espresso dalla figura 40; tale suddivisione non implica in modo assoluto un qualsivoglia vincolo genetico tra i livelli di ogni singolo intervallo:

Intervallo A

I campioni VST02-16-93 (0.5 e 0.250 mm), VST02-16-83 e VST02-16-80 (0.500 e 0.250 mm) prelevati nella porzione basale della carota tra 93 e 80 cm b.s.f. risultano composti in ordine decrescente di abbondanza da: *frammenti di lave* (40.67 - 54.73 %), *frammenti*

piroclastici (28.07-31.47 %) e *cristalli di plagioclasio, clinopirosseno e olivina* (Plg+cpx+ol = 10.6-20.40 %). Sono presenti inoltre quantità subordinate di *granuli alterati* (1.73-2.67 %) e di *palagoniti* (1.60-2.42 %).

Intervallo B

I campioni VST02-16-66 (0.500 e 0.250 mm), VST02-16-63 (0.500, 0.250 e 0.125 mm), VST02-16-56, VST02-16-50 (0.500 e 0.250 mm), campionati nella porzione centrale della carota tra 66 e 50 cm bsf risultano costituiti in ordine decrescente di abbondanza da: *frammenti di lave* (35.80-51.24 %), *frammenti piroclastici* (26.53-34 %), *cristalli di plagioclasio, clinopirosseno e olivina* (Plg+cpx+ol = 12.40-16.73 %) e a differenza dell'intervallo precedente da *frammenti di lave contenenti microfenocristalli di leucite* (1.2-9.02 %). Come per i campioni appartenenti all'intervallo A sono presenti quantità subordinate di *granuli alterati* (1.49-5.6 %) e di *palagoniti* (1.47-2.33 %).

Intervallo C

I campioni VST02-16-45, VST02-16-42, VST02-16-39/40 (0.250 e 0.125 mm), VST02-16-36 (0.250 e 0.125 mm) e VST02-16-34 (0.250 e 0.125 mm) campionati nella porzione centrale-superiore della carota tra 45 e 34 cm bsf risultano costituiti in ordine decrescente di abbondanza da: *frammenti di lave* (37.07-51.13 %), *frammenti piroclastici* (23.73-34 %), *cristalli di plagioclasio, clinopirosseno e olivina* (Plg+cpx+ol = 11 - 17.06 %), da quantità decrescenti verso l'alto di *frammenti di lave contenenti microfenocristalli di leucite* (1.2 - 6.3 %) e a differenza dell'intervallo precedente da quantità variabili di *shards vetrose con il bordo alterato* (1 - 5.33 %). Sono presenti inoltre quantità significative di *granuli alterati* (1.27-7.13 %) e di *palagoniti* (2.87-6.93 %).

Intervallo D

I campioni VST02-16-31 (0.250 e 0.125 mm), VST02-16-27 (0.250 e 0.125 mm), VST02-16-22 (0.250 e 0.125 mm), VST02-16-17 (0.250 e 0.125 mm), VST02-16-16, VST02-15 e VST02-13 campionati nella porzione alta della carota tra 31 e 13 cm bsf sono costituiti da in ordine decrescente di abbondanza da: *frammenti di lave* (35.33-45.93 %), *frammenti piroclastici* (22.47-32.93 %), *cristalli di plagioclasio, clinopirosseno e olivina* (plg+cpx+ol = 14.8 - 24.13 %), quantità tendenzialmente decrescenti verso l'alto di *shards vetrose con il bordo alterato* (1.2 - 9.8 %). Come nei campioni precedenti sono presenti inoltre quantità subordinate di *granuli alterati* (0.53

- 3.13 %) e di *palagoniti* (3.27 - 6 %). Questo intervallo è stato differenziato dal precedente per la quasi totale assenza di *lave contenenti microfenocristalli di leucite*.

Intervallo E

L'intervallo è costituito da una serie di livelli fangosi centimetrici, di colore variabile da bruno-giallastro a verde contenente lenti e sottili livelli sabbioso-siltosi.

A causa delle dimensioni estremamente sottili dei frammenti che costituiscono i livelli e le lenti presenti nell'intervallo, non è stata eseguita un'analisi dei componenti su base statistica. L'analisi è stata eseguita su smear-slide con le frazioni 0.063 mm ed ha rivelato una forte abbondanza di minerali argillosi e frammenti bioclastici rispetto ai campioni precedentemente analizzati; parallelamente sono presenti frammenti piroclastici, cristalli sialici (impossibile una determinazione al microscopio su *smear-slide*) e in misura più ridotte, frammenti di lave.

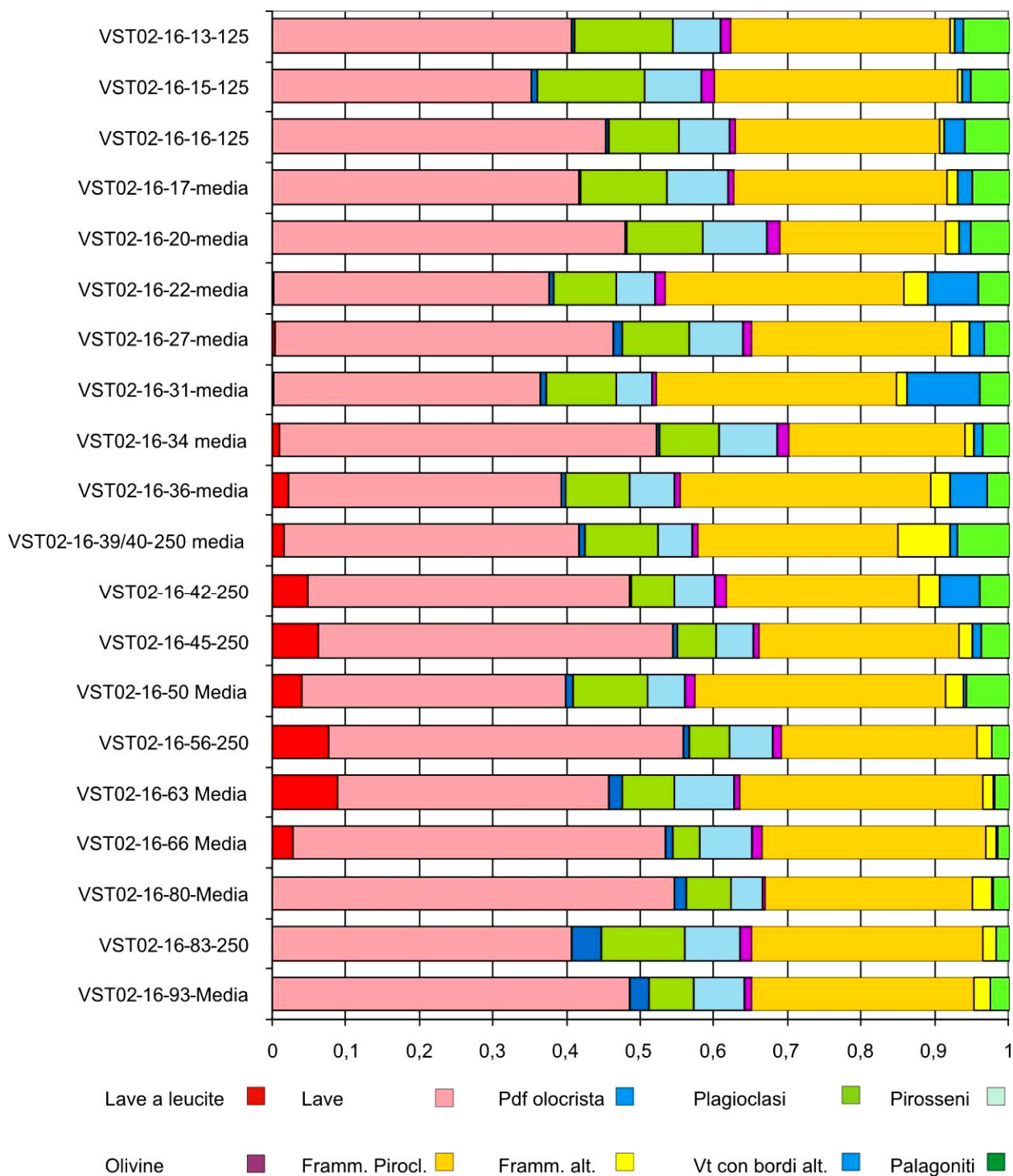


Figura 41. Risultati schematici dell'analisi dei componenti. I campioni per i quali sono state analizzate più frazioni granulometriche sono stati diagrammati come valori medi. Da notare come la composizione dei sedimenti sia variabile lungo lo sviluppo della carota; in particolare due classi i.e. *lave a leucite* e *vetri con bordi alterati* sono presenti in modo esclusivo, rispettivamente nelle porzioni centrale e sommitali della carota.

TTR14MS-342B

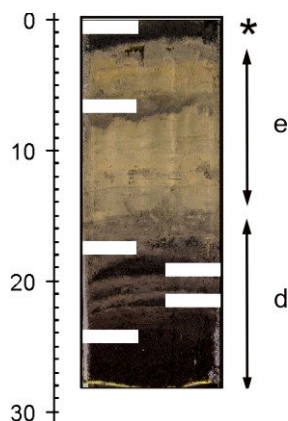


Figura 42. Suddivisione della carota in intervalli sulla base dei risultati dell'analisi dei componenti.

Intervallo D

I campioni TTR14MS-342B-25 (0.125 mm) e 20 (0.125 mm) sono costituiti, in ordine decrescente di abbondanza, da: *frammenti di lave* (32.23 - 34.23 %), *frammenti piroclastici* (34.34 - 36.93 %), *cristalli di plagioclasio, clinopirosseno e olivina* ($plg+cpx+ol = 15.48 - 21.74$ %), quantità tra loro molto differenti di *shards vetrose con il bordo alterato* (10.23 - 0.74 %). Sono presenti inoltre discrete quantità di *palagoniti* (5.05 - 5.45 %) e ridottissime di *granuli alterati* (0.42 - 1.58 %).

Intervallo E

Questo intervallo presenta caratteristiche sedimentologiche analoghe all'intervallo "e" descritto per la carota VST02-16; l'analisi dei componenti è stata perciò eseguita qualitativamente *smear-slide* con le frazioni 0.063 mm ed ha come in precedenza rivelato una buona quantità di frammenti silicoclastici e pelagici; in associazione a questi ultimi sono presenti frammenti piroclastici, cristalli e, in misura più ridotta, frammenti di lave.

Il campione TTR14MS-342B top (in figura 43 marcato con un asterisco) merita una trattazione separata rispetto agli altri analizzati, data la sua presenza esclusiva nella carota TTR14 MS 342; il livello campionato è il primo presente nella sequenza, a seguito di un intervallo nella deposizione grossolana che ha portato al formarsi di un livello di fango emipelagico intercalato a lenti siltose dello spessore ragguardevole di circa 12cm.

Il campione TTR14MS-342B Top risulta costituito, in ordine decrescente di abbondanza, da *frammenti di lave* (39.62 %), *frammenti piroclastici* (36.93 %), *cristalli di plagioclasio, clinopirosseno e olivina* ($plg + cpx + ol = 17.71$ %); è inoltre presente una quantità subordinata di *granuli alterati* (1.59 %) e di *palagoniti* (3.51 %).

Risultano sotto il limite di rilevamento i *granuli vetrosi con bordi alterato* (<1 %).

Nell'intervallo è stata inoltre analizzata la porzione alta, gradata direttamente, costituita da silt-fangosi. Secondo il metodo già utilizzato in precedenza l'analisi qualitativa dei componenti è stata eseguita su *smear-slide* preparate con la frazione granulometrica 0.063-0.032 mm.

Il livello consiste in silt vulcanoclastici simili per componenti a quelli che costituiscono la sabbia sottostante ma con più alti valori di *cristalli di plagioclasio* (42 %) di *frammenti piroclastici* (30%) se comparati con i *frammenti di lava* (17 %), *olivine e pirosseni* (10 %).

Dal momento che le due porzioni dell'intervallo costituiscono un unico deposito di corrente torbida un simile arricchimento in cristalli di plagioclasio e frammenti piroclastici può senza dubbio essere attribuito a fenomeni di gradazione per densità attraverso la quale i frammenti più leggeri vengono concentrati nelle porzioni più fini della corrente.

Lenti siltose e livelli discontinui

Come ben evidenziato dal campione TTR14MS-342B top, le porzioni fini delle torbiditi risultano costituite da granuli la cui natura è analoga a quella dei costituenti le sabbie, con la prevedibile differenza di un arricchimento di costituenti leggeri (cristalli e vetri vescicolati) probabilmente per fenomeni di segregazione gravitativi.

Le lenti siltose presenti all'interno dei fanghi emipelagici hanno viceversa evidenziato sensibili differenze sia con le sabbie che costituiscono le porzioni basali delle sequenze torbiditiche che con le porzioni fini delle stesse.

Come già specificato in precedenza le ridottissime dimensioni dei granuli comportano all'analisi un significato del tutto qualitativo; nelle lenti siltose risultano estremamente abbondanti alcune componenti ritenute di origine terrigena, quali lamine o aggregati di minerali argillosi (con buona probabilità miche bianche), frammenti di rocce con tessitura metamorfica e abbondanti frammenti bioclastici.

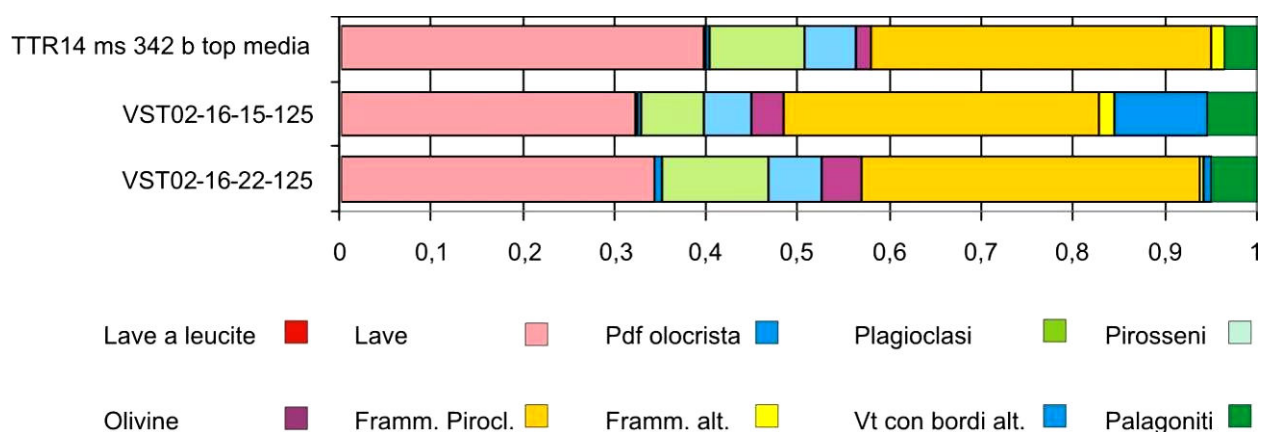


Figura 43. Risultati schematici dell'analisi dei componenti. I campioni per i quali sono state analizzate più frazioni granulometriche sono riportati come valori medi. Da notare che i vetri con bordi alterati non sono presenti nel campione sommitale.

Capitolo 12 Analisi petrografica e chimica per gli elementi maggiori - SEM (EDS).

Introduzione all'analisi

Nella microscopia e microanalisi elettronica un fascio di elettroni colpisce la superficie del campione e le radiazioni emesse per interazione con il campione (elettroni retro-diffusi, elettroni secondari e raggi-x) vengono raccolte tramite opportuni rivelatori, amplificate e trasformate in immagini video.

I raggi-x prodotti sono caratteristici degli atomi presenti nel campione e possono essere utilizzati per le determinazioni chimiche.

Il principio di funzionamento si basa sul fatto che gli elettroni generati dal fascio primario nel campione interagiscono con gli atomi che compongono il campione stesso. Questa interazione causa un grande numero di fenomeni, fra cui la generazione di raggi-x caratteristici, se si dispone di un voltaggio appropriato per accelerare il flusso di elettroni.

I raggi-x emessi dal campione eccitato permettono di avere informazioni sulla composizione chimica in modo qualitativo e/o quantitativo. I raggi-x caratteristici possono essere raccolti o con uno spettrometro a dispersione di energia (EDS) o con uno spettrometro a dispersione di lunghezza d'onda (WDS).

I segnali così raccolti sono confrontati con quelle emesse da standard primari analizzati nelle stesse condizioni analitiche.

Le condizioni strumentali utilizzate sono caratterizzate da una tensione di accelerazione di 20 kV, una corrente di fascio di 0,1 nA, un tempo di raccolta effettivo di 100 s, un diametro del fascio di circa 500 μm ed una velocità di conteggio media di 2100 colpi al secondo.

Per le analisi dei minerali si utilizza un fascio puntuale, mentre per le analisi dei vetri naturali si usa una finestra di scansione di circa 100 μm^2 per attenuare l'effetto di migrazione degli elementi leggeri, in particolare di Na, causato dal fascio elettronico.

L'analisi dei frammenti vetrosi e della composizione dei minerali, per gli elementi maggiori, S e Cl, sono state ottenute tramite l'uso del microscopio elettronico a scansione (SEM) Philips XL30 integrato con uno spettrometro a dispersione di energia (EDS) che impiega il programma microanalitico quantitativo EDAX-DX4, disponibile presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa. I risultati delle analisi vengono forniti dal programma riportati ad un totale di 100% in peso.

La caratterizzazione chimiche per gli elementi maggiori al microscopio elettronico a scansione è stata effettuata su una selezione di 20 campioni provenienti da entrambe le sequenze (VST02-16 = 16; TTR14MS342B = 4).

I campioni sono stati distribuiti omogeneamente in modo da caratterizzare ogni singolo livello discreto delle due sequenze torbiditiche.

Nei livelli di spessore superiore a 3 - 4 cm e laddove le analisi granulometrica e dei componenti hanno evidenziato strutture sedimentarie o variazioni nella natura e nelle caratteristiche dei granuli, i campioni selezionati per l'analisi al SEM sono stati prelevati con un passo di campionamento di circa 2 cm, posizionando i campioni in modo tale da caratterizzare le singole strutture sedimentarie.

L'analisi della composizione dei vetri per gli elementi maggiori, è stata eseguita su frammenti vetroso scelti in modo casuale, tra quelli caratterizzati da un basso grado di alterazione e da bassi contenuti di microliti.

Le limitazioni del metodo utilizzato per la caratterizzazione chimica dei vetri presenti nelle sabbie sono da ricercare fondamentalmente nella difficoltà di risalire alla composizione della roccia totale di origine, avendo a disposizione esclusivamente quella dei vetri.

La composizione dei un vetro vulcanico non è, infatti, mera funzione della composizione della roccia totale bensì, come è ben evidente proprio nei prodotti di Stromboli, anche del grado di cristallizzazione del vetro stesso.

Due fusi con composizione identica possono cioè raffreddarsi (e cristallizzare) in modo differenziato e per ciò possedere una massa fondamentale con composizione diversa.

Per l'analisi dei vetri sono stati analizzati in media 25-30 granuli nella frazioni granulometriche tra 0.1 e 0.125 mm; per ogni sezione sono stati analizzati mediamente 30 granuli, con punte di oltre 60 granuli nei campioni caratterizzati da forte disomogeneità composizionale (*raster mode*, diametro della finestra di analisi di $> 5 \times 5 \mu\text{m}$, nei campioni più cristallizzati e $> 30 \times 30 \mu\text{m}$ nei vetri meno cristallini).

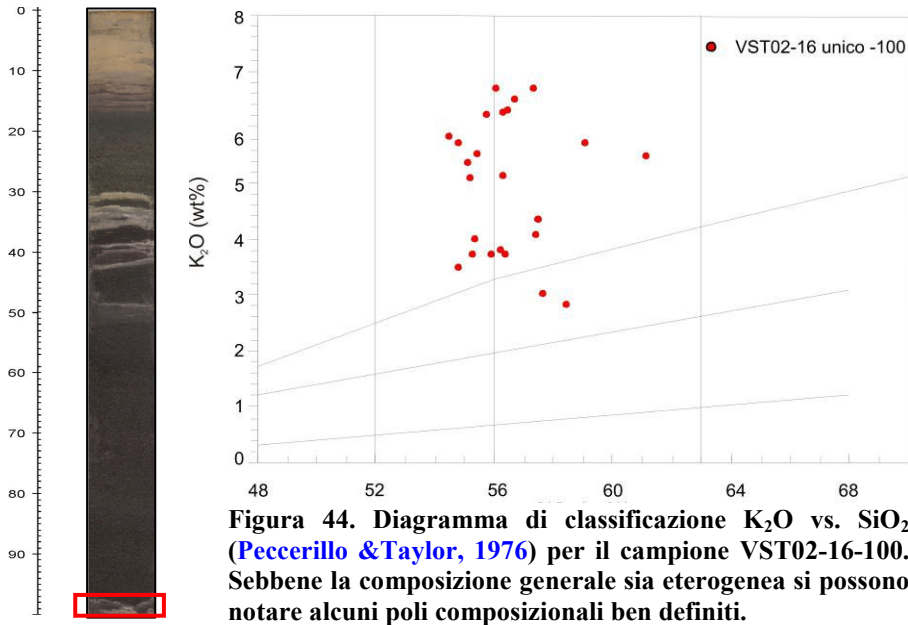
L'errore analitico su standard di minerali e di vetri naturali è stimato nell'ordine di circa 1% per concentrazioni superiori al 15 wt%, del 2% per concentrazioni tra 5-15 wt%, del 10% per concentrazioni tra 1-5 wt% e del 30% per concentrazioni $< 1 \text{ wt}\%$.

Una volta analizzati i campioni sono stati classificati utilizzando il diagramma K_2O vs. SiO_2 come normalmente è uso fare per i prodotti di Stromboli.

Risultati dell'analisi chimica per gli elementi maggiori (SEM)

VST02-16

VST02-16 - 100



Il campione VST02-16-100 rappresenta il livello più profondo della sequenza VST02-16. Le shards vetrose presenti nel campione mostrano una composizione chimica eterogenea. Si possono tuttavia riconoscere alcuni poli composizionali (figura 45):

- vetri a composizione shoshonitica-latitica (al limite del campo delle shoshoniti) ($K_2O = 5 - 5.8$ wt %; $CaO/Al_2O \sim 0.4$; $MgO = 2.5 - 3.4$ wt%).
- vetri a composizione shoshonitica-latitica (al limite del campo delle shoshoniti) ($K_2O = 6.2$ ed il 6.7% ; $CaO/Al_2O \sim 0.3$; $MgO = 2.1 - 2.6$ wt%).
- shoshoniti - latiti (al di sopra della linea di separazione tra serie shoshonitica e serie HKCA), $K_2O = 3.5 - 5.7$ wt%; $CaO/Al_2O = 0.2 - 0.5$; $MgO < 3.8\%$)

Intervallo 96-48 cm (VST02-16 - 93, VST02-16 - 80, VST02-16 - 63 e VST02-16 - 50)

I campioni VST02-16 - 93, VST02-16 - 80, VST02-16 - 63 sono stati prelevati rispettivamente all'interno delle basi sabbiose a granulometria grossolana delle tre sub-unità torbiditiche che sono state in precedenza evidenziate nel livello 96-50 cm. Il campione VST02-16 - 50 è stato viceversa campionato nella porzione sommitale della terza sub-unità torbiditica e conseguentemente dell'intervallo.

La composizione delle shards vetrose risulta molto eterogenea e compresa in un largo campo composizionale che si estende dai basalti shoshonitici fino alle latiti (figura 46).

Proprio in considerazione di questa forte eterogeneità composizionale e del fatto che i campioni sono stati prelevati all'interno di un singolo intervallo i campioni non sono stati descritti singolarmente ma come un unico gruppo.

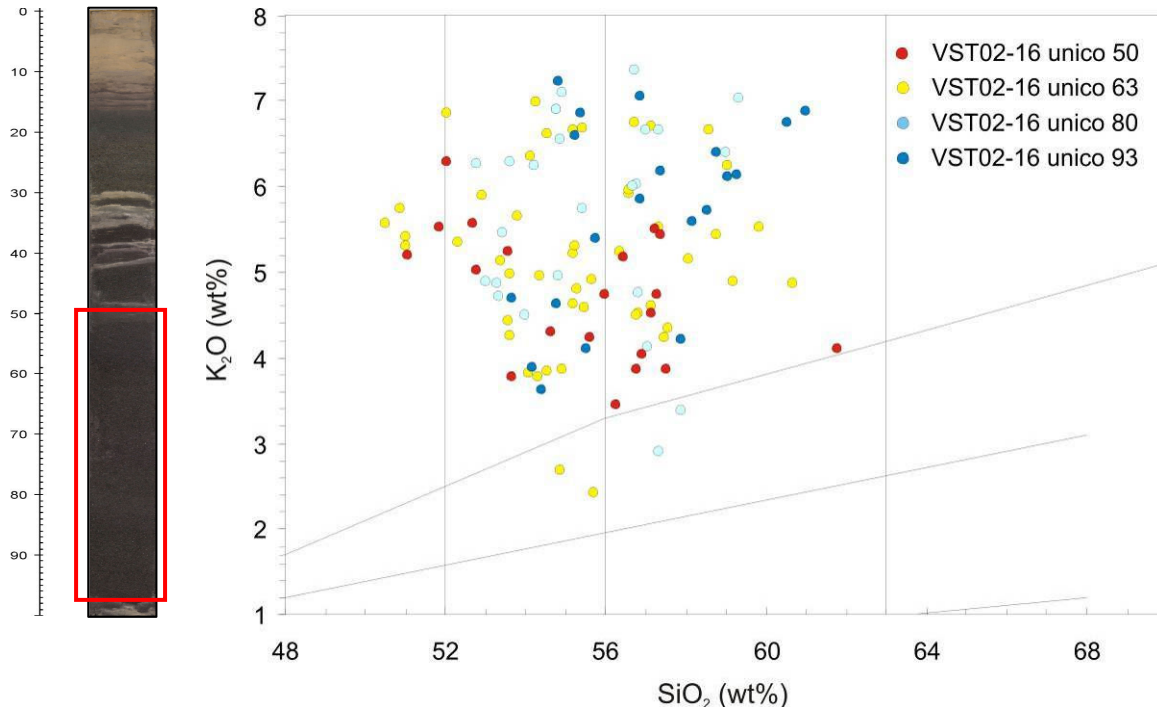


Figura 45. Diagramma di classificazione K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) per l'intervallo 96-48 cm (VST02-16 – 93 (base), VST02-16 – 80 (medio basale), VST02-16 – 63 (medio) e VST02-16 – 50 (tetto)) in cui è evidente la grande eterogeneità composizionale dei frammenti vetrosi.

Intervallo 48 - 40 cm (VST02-16 - 45, VST02-16 - 43 e VST02-16 - 42)

VST02-16 - 45

I vetri analizzati mostrano una composizione più omogenea rispetto ai campioni precedenti, pur ricadendo all'interno dello stesso campo composizionale.

La gran parte dei frammenti vetrosi ha evidenziato una composizione shonitica ($K_2O = 4.5 - 5.7$ wt%; $CaO/Al_2O < 0.5$; $MgO = 2.5 - 3.2$ wt%).

VST02-16 - 43

I frammenti vetrosi presenti all'interno del campione evidenziano sono composti da :

- shoniti ($K_2O = 3.9 - 5.2$ wt%; $CaO/Al_2O < 0.52$; $MgO = 2.7 - 3.6$ wt%).
- Latiti ($K_2O = 3.9 - 5.2$ %; $CaO/Al_2O = 0.3 - 0.4$; $MgO = 1.7 - 2.9$ wt%).
- Shoshoniti (al limite del campo delle shoshoniti) ($K_2O = 6.8 - 7$ wt%; $CaO/Al_2O < 0,3$; $MgO = 2.3$ wt%).

VST02-16 - 42

Il campione VST02-16-42 è rappresentato da una selezione di granuli pumicei selezionati all'interno delle sabbie presenti al tetto dell'intervallo 48-40 cm.

L'analisi chimica degli elementi maggiori in questo caso è stata eseguita esclusivamente con l'intento di caratterizzare la frazione pomicea ed identificare eventualmente la sorgente; tali frammenti rappresentano, infatti, un unicum per entrambe le sequenze campionate.

I frammenti pomicei sono caratterizzati da una composizione chimica bimodale:

- Vetri andesitico-basaltici (HKCA) ($K_2O = 2.8 - 3.3\%$ wt%; $CaO/Al_2O \sim 0.55$; $MgO = 4$ wt%).
- Vetri con composizione dacitica (HKCA) ($K_2O = 3.3 - 3.8\%$ wt%; $CaO/Al_2O \sim 0.2$; $MgO < 1$ wt%).

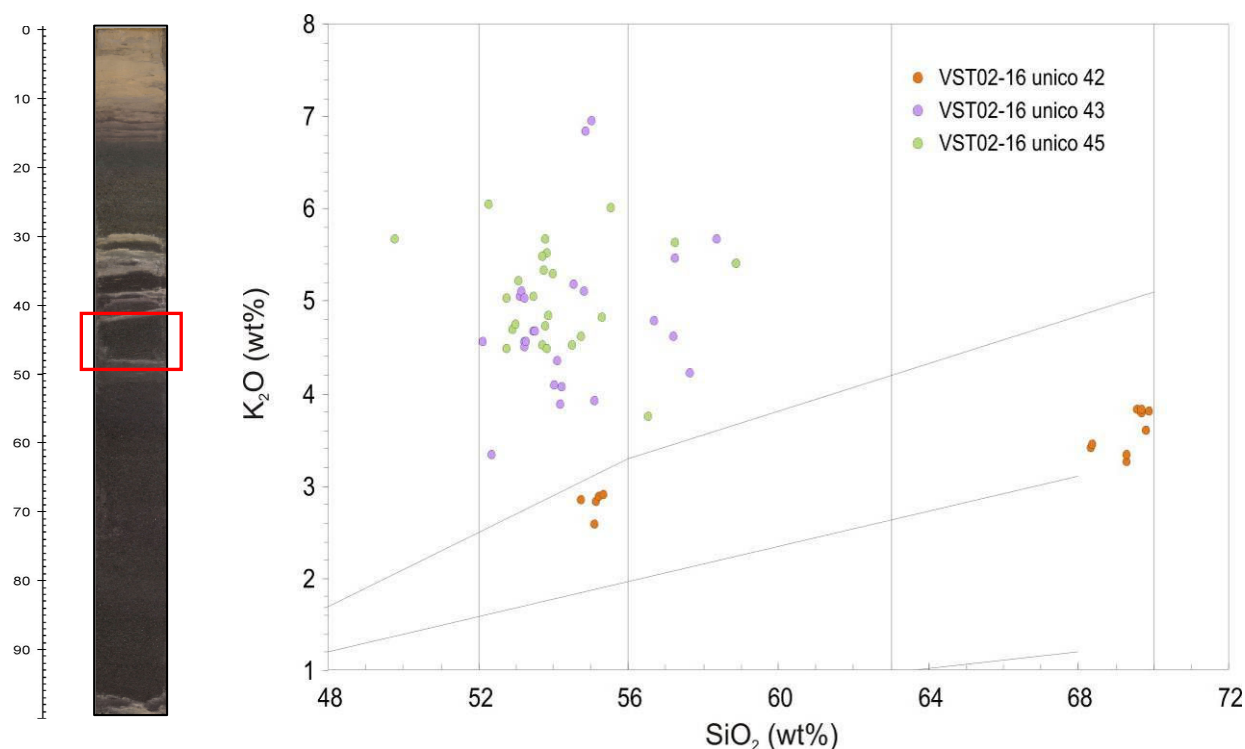


Figura 46. Diagramma di classificazione K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) per l'intervallo 48 -40 cm (VST02-16 - 45 (base), VST02-16 - 43 (medio) e VST02-16 - 42 (selezione di frammenti pomicei)).

Intervallo 39/40 - 29 cm**VST02-16 - 39/40**

Le shards vetrose analizzate hanno evidenziato una composizione omogenea; i campioni sono costituiti da principalmente da shoshoniti ($K_2O = 4.3 - 5.1$ wt%; $CaO/Al_2O = 0.47-0.49$; $MgO = 2.8 - 3.3$ wt%)

VST02-16 - 36

I vetri analizzati mostrano una composizione piuttosto omogenea; si tratta di basalti shoshonitici, con tenore di potassio tra il 4.9 ed il 6.1%, valori del rapporto CaO/Al₂O tra 0.4-0.5 e concentrazioni di MgO tra il 2.9 ed il 3.5%.

VST02-16 - 34

I vetri analizzati sono caratterizzati da una variabilità composizionale maggiore rispetto a quella che caratterizza normalmente la porzione medio-alta della sequenza (figura 48)

Il campione è costituito prevalentemente da vetri con composizione shoshonitica (K₂O = 4 – 5 wt%; CaO/Al₂O = 0.4-0.5; MgO = 2.9 - 3.6 wt%); sono viceversa presenti vetri con composizione basaltico-shoshonitica (al limite del campo dei basalti) (K₂O = 5.3%; CaO/Al₂O = 0.4-0.5; MgO = 3 - 3.5 wt%) e un numero molto ridotto di frammenti con composizione eterogenea.

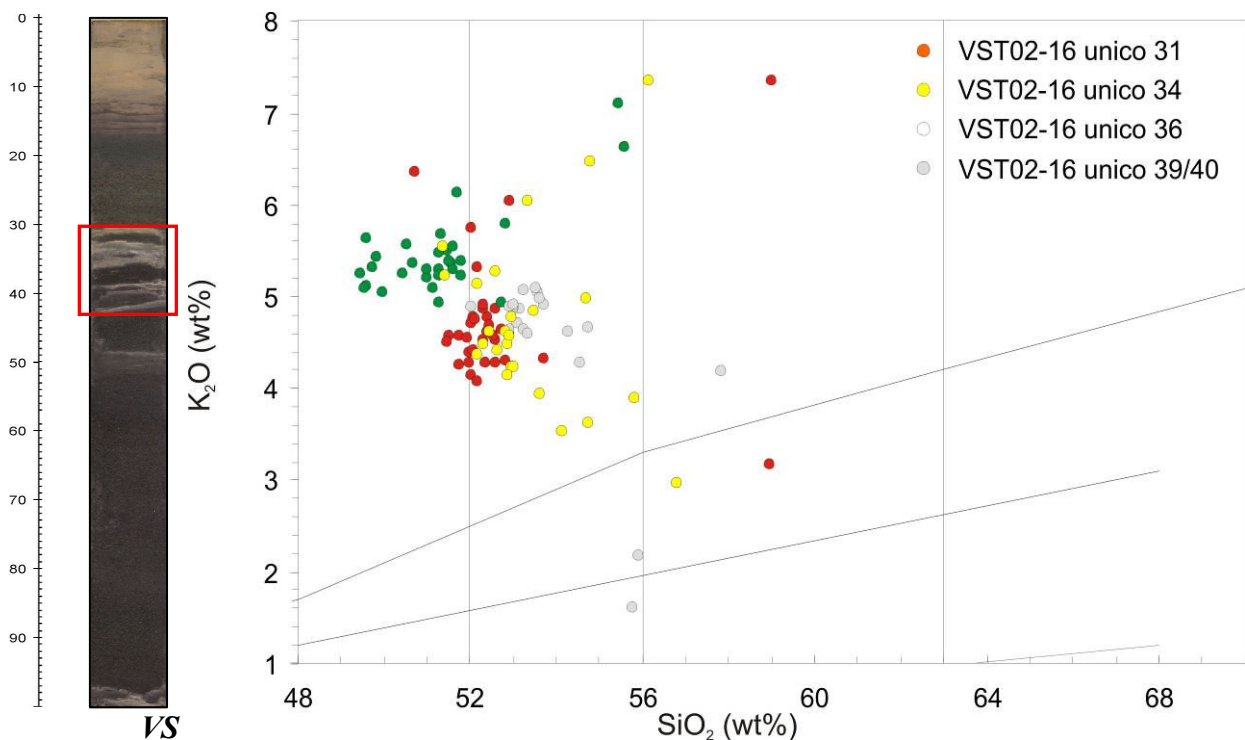


Figura 47. Diagramma di classificazione K₂O vs. SiO₂ (Peccerillo & Taylor, 1976) per l'intervallo 39/40 – 29cm (livelli VST02-16 - 39/40; VST02-16 – 36; VST02-16-34 e VST02-16-31). Ogni singolo campione è rappresentativo di un livello torbiditico discreto.

Da notare come i vetri analizzati siano caratterizzati da un'omogeneità composizionale molto più spiccata rispetto a quelli descritti in precedenza; unica eccezione il campione VST02-16-34 in cui si nota ancora una certa eterogeneità; i quattro campioni ad eccezione del VST02-16-36 sono inoltre caratterizzati da una composizione tra loro estremamente affine.

VST02-16 - 31

I frammenti vetrosi che costituiscono il campione sono caratterizzati da una composizione chimica estremamente omogenea intermedia tra basalti-shoshonitici e basalti ($K_2O = 4.1 - 4.9$ wt%; $CaO/Al_2O \leq 0.5$; $MgO = 3.2 - 3.8$ wt%).

Intervallo 29 - 17 cm

VST02-16 - 27

Il campione *VST02-16 - 27* è stato prelevato in corrispondenza della base sabbiosa a granulometria grossolana della prima sub-unità torbidityca all'interno del livello 29-17 cm. I vetri analizzati mostrano una composizione piuttosto omogenea; si tratta di basalti shoshonitici, con tenore di potassio tra il 4 ed il 4.75 wt%, valori del rapporto CaO/Al_2O tra 0.4-0.5 e concentrazioni di MgO tra il 2.65 ed il 3.5 wt%. All'interno del campione sono presenti un numero ridotto di shards che presentano un tenore di potassio leggermente maggiore (> 6 wt%).

VST02-16 - 22

Le analisi indicano la presenza di vetri con composizione omogenea di tipo basaltico-shoshonitica (a cavallo della linea di separazione tra il campo dei basalti e quello delle shoshoniti), con tenore di potassio tra il 4.3 ed il 5.5 wt%, valori del rapporto $CaO/Al_2O \leq 0.5$ e concentrazioni di MgO tra il 3 ed il 3.6 wt%.

VST02-16 - 20

Il campione *VST02-16 - 20* è stato prelevato all'interno della base della seconda sub-unità torbidityca che costituisce il livello 29-17 cm. I frammenti vetrosi analizzati evidenziano una composizione estremamente affine a quelle dei vetri che costituiscono il campione precedente, con una composizione che cade a cavallo tra il campo delle shoshoniti e dei basalti shoshonitici ($K_2O = 3.9 - 5.5$ wt%; $CaO/Al_2O = 0.35 - 0.5$; $MgO = 2.1 - 3.7$ wt%).

VST02-16 - 17

Il campione *VST02-16 - 17* rappresenta il campione stratigraficamente più alto all'interno del livello 29-17 cm. Al suo interno sono presenti due famiglie di frammenti vetrosi ben riconoscibili sia dal punto di vista macroscopico che composizionale; si tratta di:

- frammenti pomicei con vescicole di forma allungata e composizione strettamente riolitica ($K_2O = 5.2 - 5.4$ wt%; $CaO/Al_2O = 0.07$; $MgO = 0.05 - 0.2$ wt%). Un'attenzione speciale deve essere rivolta a questi frammenti la cui composizione chimica e caratteristiche

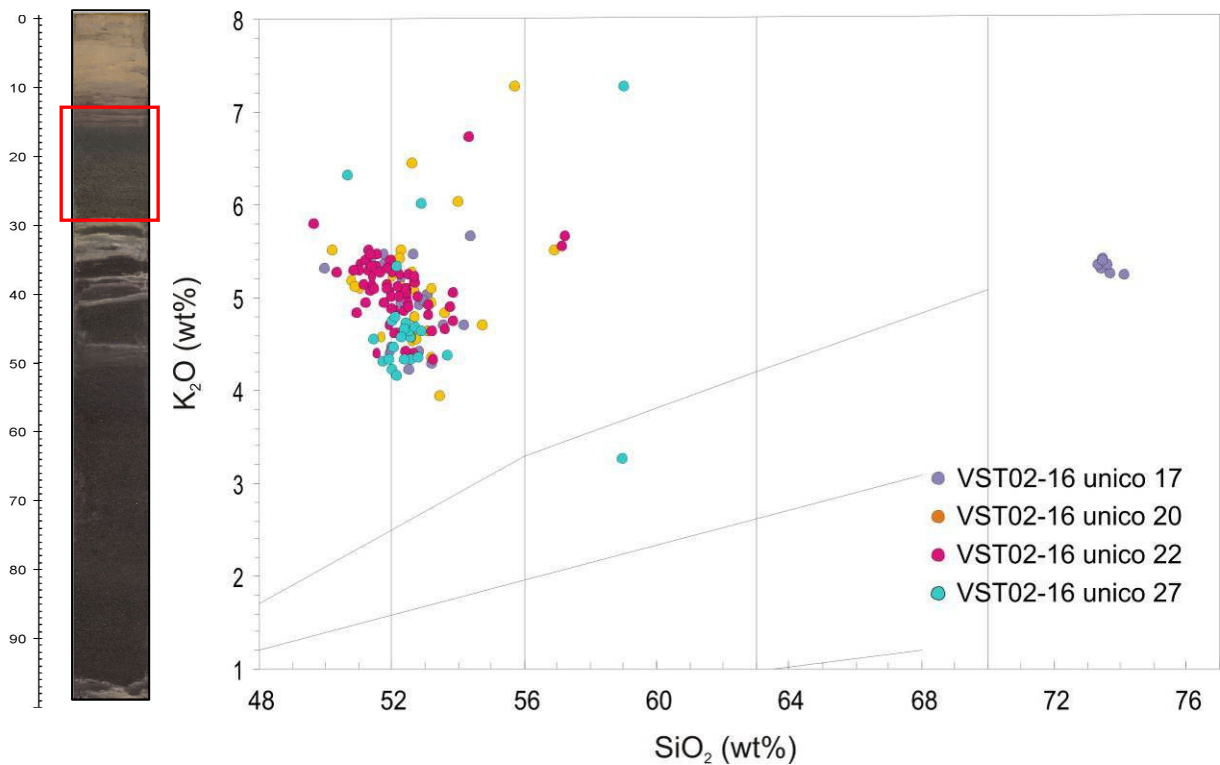


Figura 48. Diagramma di classificazione K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) per i campioni VST02-16 – 27 (base I° sub-unità torbiditica); VST02-16 – 22 (tetto I° sub-unità torbiditica); VST02-16-20 (base II° sub-unità torbiditica) e VST02-16-17(tetto II° sub-unità torbiditica).

Da notare come i vetri analizzati all'interno dei singoli campioni siano caratterizzati da una forte omogeneità composizionale e come i singoli campioni siano caratterizzati da una composizione molto simile. Nel campione VST02-16-17 è evidente la presenza di vetri a composizione riolitica non riferibili all'attività di Stromboli bensì con buona probabilità all'attività recente di Lipari (M. Pilato).

petrografiche differiscono notevolmente rispetto a quelle degli altri frammenti che costituiscono le due sequenze analizzate. Una buona affinità composizionale e morfologica è stata rilevata tra questi frammenti ed quelli emessi durante l'attività esplosiva del IX e X ciclo di Lipari (rispettivamente Gabellotto-Fiumebianco datata a 8.5-11.5 ka e Monte Pilato datata a 580-749 AD).

- frammenti con composizione a cavallo tra il campo delle shoshoniti e dei basalti shoshonitici ($K_2O = 4.15 - 5.45$ wt%; $CaO/Al_2O = 0.4 - 0.5$; $MgO = 2.5 - 4.2$ wt%).

Intervallo 16 - 12 cm

VST02-16 - 13

Le analisi indicano la presenza di vetri con composizione omogenea shoshonitica, con tenore di potassio tra il 4.1 ed il 5.3 wt%, valori del rapporto CaO/Al_2O tra 0.4-0.5 e concentrazioni di MgO tra il 2.9 ed il 4 wt%.

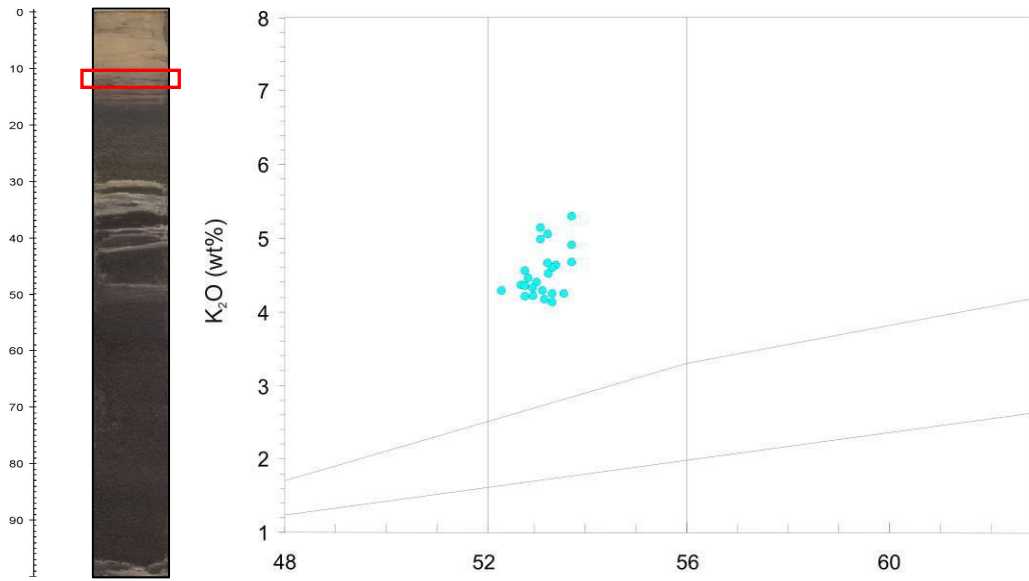


Figura 49. Diagramma di classificazione K₂O vs. SiO₂ (Peccerillo & Taylor, 1976) per il campione VST02-16-13.

TTR14MS-342B

La carota *TTR14MS-342B*, come descritto in precedenza, rappresenta la ripetizione della porzione alta della carota *VST02-16* eseguita attraverso la tecnica del *box coring*; le due sequenze campionate sono assolutamente paragonabili con l'eccezione della presenza di un nuovo livello di sabbia dello spessore di alcuni cm alla sommità della sequenza *TTR14MS-342B*. Le analisi effettuate costituiscono così sia una verifica della metodologia utilizzata per caratterizzare la composizione chimica per gli elementi maggiori delle sabbie, sia un metodo di correlazione per le due sequenze. Per motivi di chiarezza le composizioni dei frammenti vetrosi analizzati in questa sequenza sono stati raccolti in uno singolo diagramma; il campione *TTR14MS342B-top*, presente esclusivamente nella parte sommitale della seconda sequenza, verrà descritto singolarmente data la sua peculiarità. A lato di ogni campione analizzato nella carota *TTR14MS-342B* viene, laddove presente, l'omologo analizzato per la carota *VST02-16*.

Intervallo 28- 3 cm

TTR14MS342B-25 (VST02-16-22)

Le analisi indicano la presenza di vetri con composizione omogenea shoshonitica (al limite tra linea di separazione tra il campo dei basalti e quello delle shoshoniti in figura 52), con tenore di $K_2O = 4 - 5$ wt%; $CaO/Al_2O = 0.4$ e 0.5 e $MgO = 3.3 - 4$ wt%.

TTR14MS342B-17 (VST02-16-13)

Le analisi indicano la presenza di vetri con composizione shoshonitica omogenea, con tenore di $K_2O = 3.7 - 4.9$ wt%; $CaO/Al_2O \sim 0.5$; $MgO = 3.4 - 4.3$ wt%.

Sono inoltre presenti un numero ridotto di frammenti con composizione latitica eterogenea.

TTR14MS-342B-7

Il campione *TTR14MS342B-7* rappresenta l'unico esempio di un campione proveniente dell'intervallo 7-2.5/3 cm costituito da fango siltoso-sabbioso, bruno-rossastro, con sottili lenti e livelli discontinui grigio verdi di silt-sabbioso. Le analisi dei vetri si riferiscono proprio ad una delle lenti siltose ed evidenziano una forte eterogeneità composizionale, come visibile in figura 51; sono presenti varie famiglie composizionali costituiti da un numero molto esiguo di punti i quali non permettono una descrizione appropriata. Da rilevare il carattere completamente differente rispetto ai campioni precedentemente analizzati che, seppur caratterizzati da una disomogeneità composizionale, al loro interno mantenevano legami genetici ben saldi, i quali viceversa non sono presenti nel campione in questione.

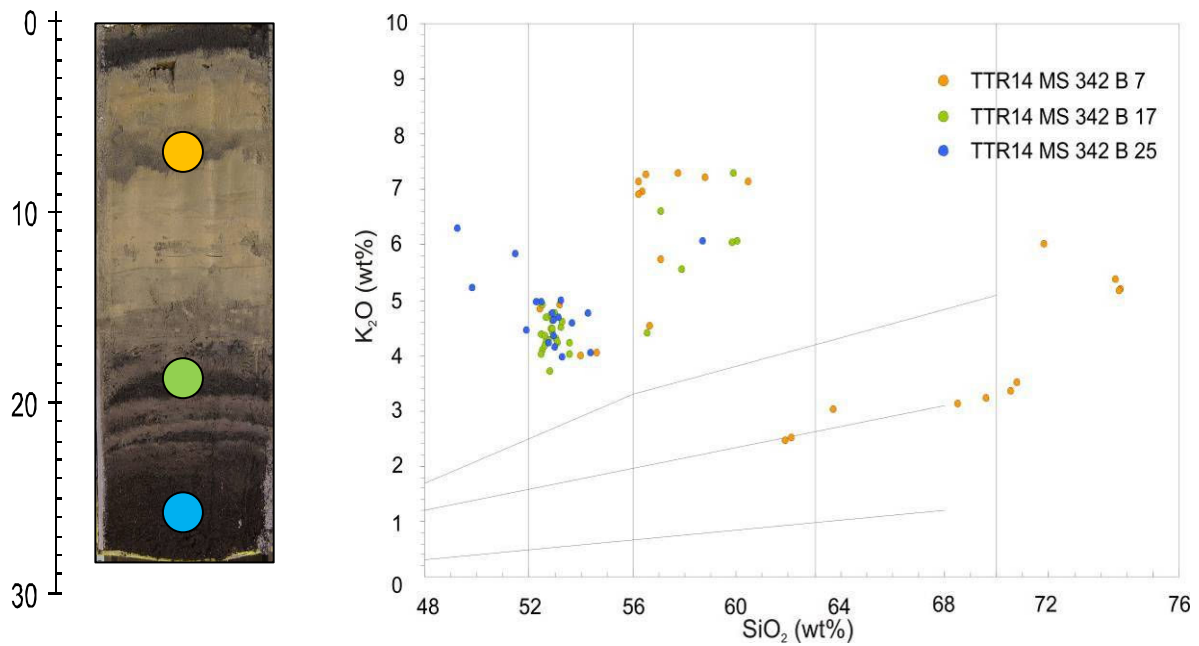


Figura 50. Diagramma di classificazione K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) per i campioni della sequenza TTR14MS342B. Il campione che sigilla la sequenza data la sua peculiarità è stato descritto in una sezione dedicata.

TTR14MS-342B-top

Le shards vetrose analizzate all'interno del livello mostrano una composizione bimodale in cui sono presenti:

- vetri shoshonitica con tenore in $K_2O = 3.5 - 4.5$ wt%; $CaO/Al_2O_3 < 0.5$ e concentrazioni di $MgO = 3 - 4$ wt%.
- vetri a composizione basaltica con tenore $K_2O \sim 2$ wt% (al limite del campo del basalto shoshonitico), con alti rapporti di CaO/Al_2O_3 e $MgO = 5 - 6$ wt%.

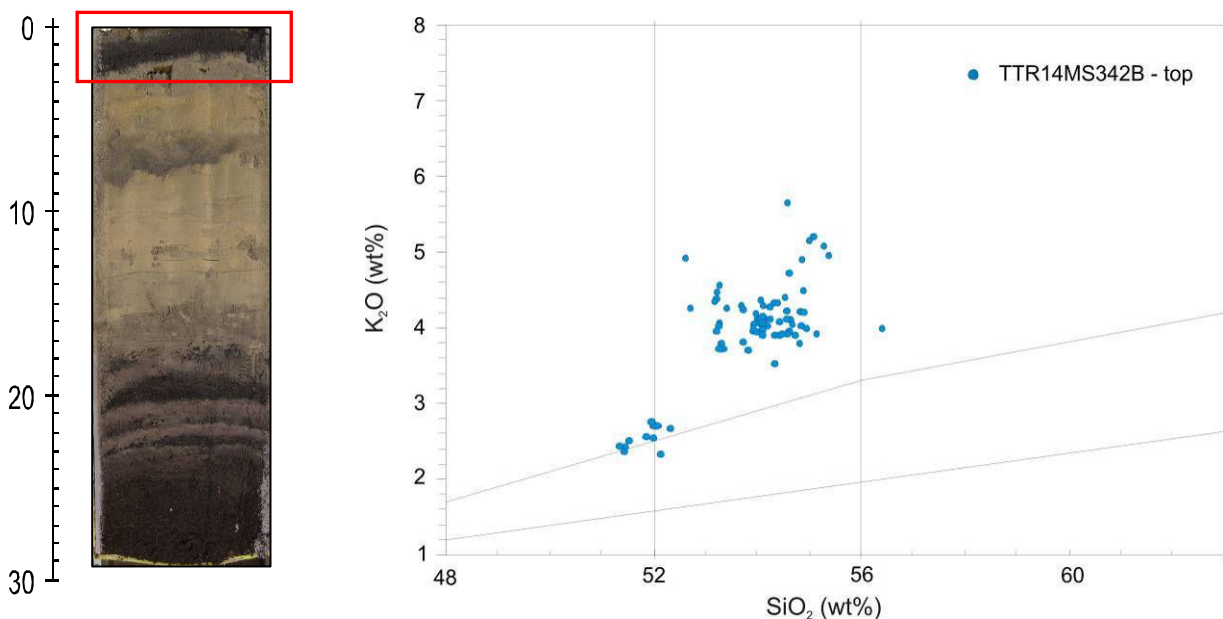


Figura 51. Diagramma di classificazione K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) per il campione TTR14MS342B-top.

Capitolo 13 Discussione dei risultati

Discussione dei risultati dell'analisi granulometrica

Come evidenziato nel capitolo 10 i livelli torbiditici presenti in entrambe le sequenze campionate sono generalmente caratterizzati da una gradazione diretta che si concretizza in un passaggio da sabbie più o meno grossolane delle porzioni basali verso silt (sabbiosi) che caratterizzano le porzioni sommitali delle sequenze torbiditiche. Si assiste inoltre ad una generale riduzione delle dimensioni dei granuli che costituiscono le sabbie man mano che ci si sposta dalle porzioni basali delle sequenze verso le parti sommitali.

Il principale risultato ottenuto attraverso l'analisi granulometrica è tuttavia quello di aver evidenziato la presenza di strutture sedimentarie ben riconoscibili all'interno di livelli macroscopicamente omogenei.

I due livelli di maggior spessore situati tra 96-48 cm e 29-17 cm sono, infatti, caratterizzati dalla presenza di gradazioni granulometriche multiple (96-83 cm; 88-70 cm; 66-48 cm e 29-22 cm; 20-17 cm); ciascuna delle gradazioni è costituita da una base sabbiosa da molto grossolana a media, gradante direttamente in sabbia fine - molto fine. La prima delle gradazioni presenta inizialmente un sottile livello di sabbia medio fine che precede la base grossolana.

Questo tipo di strutture sedimentarie, identificate come sub-unità torbiditiche, è stato recentemente individuato all'interno di sequenze torbiditiche, generate, secondo gli autori, a seguito di grandi fenomeni di instabilità delle isole vulcaniche. I casi più noti sono riferibili ai grandi arcipelaghi vulcanici delle Hawaii ([Garcia, 1996](#)) o delle isole Canarie ([Wynn e Masson 2003](#)).

Tali sub-unità sono descritte dagli autori come costituite da orizzonti multipli, finemente spaziate tra loro, costituiti da una base sabbiosa netta, dello spessore variabile da pochi mm ad alcuni cm, gradanti direttamente verso l'alto all'interno in fanghi siltosi dello spessore di pochi cm. Nel caso delle isole Hawaii, la struttura, le caratteristiche granulometriche e petrografiche di tali sub-unità e la loro età stimata spingono gli autori a correlare i depositi torbiditici con singole frane avvenute nelle isole stesse; la struttura e la granulometria delle sub-unità indicano, secondo gli autori ([Garcia 1996](#)), che la loro deposizione è avvenuta in seguito ad una fitta successione di eventi di instabilità all'interno di singoli eventi franosi a carattere catastrofico (volumi >100 km³). Conclusioni analoghe sono state più recentemente ottenute da [Wynn e Masson \(2003\)](#) nello studio di sequenze torbiditiche campionate nel bacino di Agadir a circa 300 km dalle isole Canarie.

È tuttavia difficile comprendere l'esatto meccanismo per cui si innescano le singole correnti torbide responsabili della deposizione delle sub-unità.

Nel caso delle isole Hawaii, Garcia (1996) individua tale meccanismo nella possibile evoluzione delle frane in correnti torbide in facies distale.

Ogni singola sub-unità sarebbe quindi il deposito distale di un flusso evolutosi alla testa di eventi discreti di frana.

Un'altra possibile spiegazione è suggerita da Wynn e Masson per i depositi rinvenuti nel bacino di Agadir, prospiciente le isole Canarie, che vede la deposizione di singole sub-unità come conseguenza di una singola frana a carattere retrogressivo.

Secondo tale interpretazione, inizialmente una frana creerebbe una scarpata molto instabile sui fianchi dell'isola, mentre la messa in posto dei materiali coinvolti nella frana sui sedimenti non consolidati ed instabili presenti sul fondo marino, ne causerebbero il franamento e il conseguente movimento attraverso correnti torbide.

Ogni successivo franamento nella scarpata implicherebbe quindi:

1. una azione di "push-out" dei materiali depositi dall'impulso precedente, verso nuove sezioni indisturbate del fondale marino,
2. la destabilizzazione dei suoi sedimenti
3. la genesi di una nuova corrente torbida.

Altri autori suggeriscono, inoltre, altre possibili interpretazioni quali ad esempio il franamento multifase dei depositi della frana o dei depositi accumulati sullo slope del vulcano poco dopo la messa in posto dei depositi stessi.

Con le dovute cautele, in virtù delle diverse condizioni geomorfologiche (distanza dalla sorgente, strutture morfologiche sottomarine), della scala dei fenomeni (volumi sensibilmente diversi messi in gioco nei due contesti) e della tipologia dei materiali sottoposti al franamento (materiali prettamente incoerenti per Stromboli contro blocchi di dimensioni spesso multi-chilometriche nei casi delle Hawaii e delle Canarie) posso essere riscontrate alcune analogie tra i fenomeni che colpiscono le grandi isole oceaniche e quelli da noi indagati.

In analogia con i casi di studio citati, si può quindi asserire che, nei depositi da noi indagati (intervalli 96-48 cm e 29-17 cm), l'organizzazione dei sedimenti in sub-unità torbiditiche può essere il risultato di una deposizione progressiva da parte di singole correnti torbide, generate durante un evento di instabilità a grande scala, caratterizzato da una dinamica retrogressiva o

multifase. Ogni singola sub-unità è, cioè, sarebbe il deposito risultante da una corrente torbida, a sua volta innescata da un evento discreto di frana.

Le sequenze presenti nelle due carote da noi campionate mostrano, tuttavia, caratteristiche sedimentologiche leggermente differenti rispetto a quelle presentate negli studi sopra citati; prima fra tutte è l'assenza di sedimenti fini (fangoso-siltosi) tra le singole sub-unità torbiditiche. Ciò potrebbe essere tuttavia spiegato ipotizzando fenomeni di instabilità (con carattere retrogressivo o "multifase") avvenuti in rapida successione (giorni) all'interno di un ciclo a scala maggiore.

Le correnti torbide generate dall'evoluzione di singole frane staccatesi dal fianco NW di Stromboli, non avrebbero cioè avuto il tempo di deporre il *suspended load* a causa del rapido sopraggiungere di successiva una corrente torbida che ne avrebbe sigillato i depositi.

La deposizione della porzione fine delle torbide sarebbe poi avvenuta solo da parte dell'ultima corrente torbida, al raggiungimento delle condizioni di stabilità del versante.

Il tempo intercorso tra i singoli flussi torbiditici può essere stimato in alcuni giorni; la deposizione di fanghi fini richiederebbe, infatti, un periodo di circa 3-4 gg. (Stow e Bowen, 1980).

In alternativa a tale ipotesi, l'assenza dei depositi fini alla testa delle singole sub-unità torbiditiche potrebbe essere interpretata con un carattere erosivo delle singole correnti torbide al momento del passaggio sul punto di campionamento.

Ogni corrente torbida in definitiva potrebbe erodere le porzioni fini deposte dal flusso che la ha preceduta ed eventualmente i depositi emipelagici su di esse depositi portando ad un processo di apparente omogeneizzazione del deposito.

Visti, lo spessore, le caratteristiche sedimentologiche dei depositi analizzati e la posizione del sito di campionamento, si deve tuttavia specificare che, anche nel caso che l'ipotesi in precedenza formulata si rivelasse plausibile, non si possono ritenere i flussi in analisi, capaci di erodere spessori considerevoli (multicentrici) di sedimenti.

Ipotizzare un'azione erosiva da parte delle correnti torbide potrebbe, in definitiva, solo estendere il lasso di tempo intercorso tra un evento di instabilità ed il successivo.

Strutture molto simili a quelle descritte nelle sequenze torbiditiche campionate alle isole Hawaii ed alle Canarie, sono presenti all'interno delle due carote campionate, rispettivamente tra **39-32** cm e **17-13** cm, nella carota VST02 e tra **22-16** cm nella carota TTR14; in questi intervalli infatti le due sequenze sono costituite da una successione di livelli di spessore variabile da pochi mm a 2 cm, finemente spazati tra di loro, costituiti da sabbia vulcanoclastica nera e gradanti al tetto in

silt-sabbiosi bruni. Alcuni di questi livelletti sono sigillati al tetto da livelli millimetrici di fanghi emipelagici.

Tali depositi potrebbero, viceversa, indicare periodi di generale instabilità del vulcano all'interno dei quali si sarebbero ripetuti molteplici eventi di instabilità ad intervalli di tempo più consistenti (settimane-mesi-anni??), come testimoniato dalla presenza di fanghi torbidity intercalati con sottilissimi livelli di fanghi emipelagici.

Ipotesi alternative, non riconducibili a fenomeni di instabilità con carattere retrogressivo o multifase, che spiegherebbero l'origine di sub-unità torbidity sono state indicate da numerosi autori e comprendono principalmente:

- la riflessione del flusso da parte di ostacoli topografici quali i margini del bacino o seamounts.
- “surging” o “eddying” del flusso (Kneller e McCaffrey, 1999)
- trasporto dei sedimenti attraverso percorsi differenziati legato all'eventuale presenza di un sistema complesso di trasporto (Masson, 1994)

Sebbene la presenza di fenomeni di riflessione dei flussi torbidity sia stata accertata sia nei record geologici e nei sistemi attivi e sia stata indicata come la possibile origine di sub-unità o di stratificazioni all'interno dei depositi, tale fenomeno non può essere considerato, nel nostro caso un'ipotesi plausibile.

La posizione del sito di campionamento (figura 53) implicherebbe che una corrente torbida, dopo aver percorso i circa 24 km separano l'area di campionamento da quella sorgente, una volta scavalcato il fianco destro del canyon di Stromboli (200 m), continuasse il suo percorso in direzione N-NE per circa 16 km prima di incontrare un ostacolo (*una struttura ad andamento E-W che a partire dalla seamount Alcione si estende in direzione W*) su cui riflettersi e percorrere il tragitto in senso opposto per ben due volte (nel caso del livello 96-48 dove sono presenti tre sub-unità). Una tale dinamica è difficilmente compatibile con flussi generati a seguito di frane a media-piccola scala come quelle che hanno interessato il fianco NW di Stromboli.

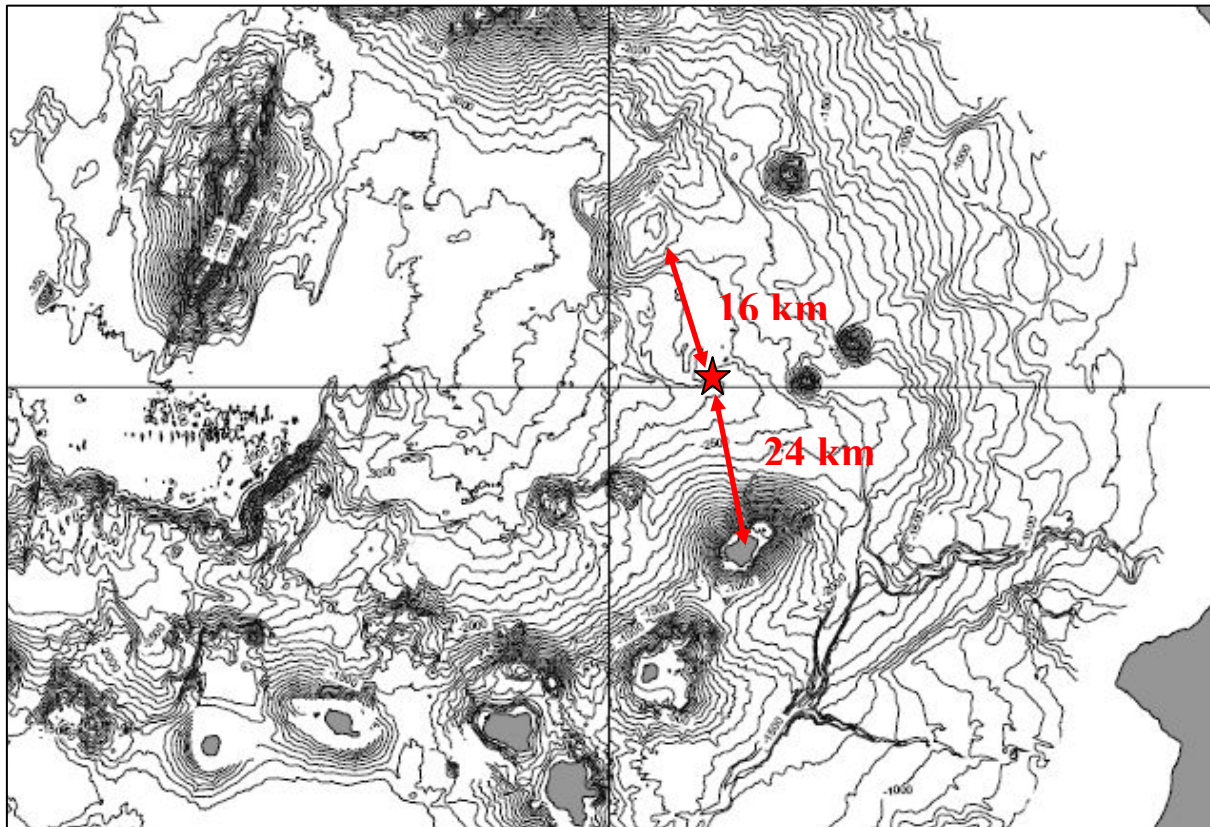


Figura 52. Mapa batimetrica del Mar Tirreno meridionale; con le frecce rosse è evidenziato il percorso che una ipotetica corrente torbida generata da una frana sul versante NW di Stromboli, dovrebbe seguire per incontrare un ostacolo topografico su cui riflettersi e generare stratificazioni all'interno dei depositi come quelle evidenziate nelle sequenze torbiditiche analizzate.

Il “surging” o “eddyng” della corrente torbida è un processo ipotizzato e discusso brevemente da [Kneller e McCaffey \(1999\)](#) come probabile risultato della separazione tra la parte basale più densa del flusso torbiditico e quella a bassa densità; tale processo è attribuito all'interazione del flusso con ostacoli topografici, come ad esempio gli *slope* bacinali, e non pare essere applicabile nel nostro caso; in aggiunta a ciò la granulometria e lo spessore dei nostri depositi e la totale assenza di fanghi torbiditici tra le sub-unità, indicano che ogni singolo impulso si è depositato in tempi relativamente brevi ([Stow e Bowen, 1980](#)). Questi intervalli di tempo sono sicuramente molto lontani da quelli considerati per il *surging* o *eddyng* di un singolo flusso.

La presenza della valle della Sciara del Fuoco come principale collettore dei materiali coinvolti nelle frane, induce i flussi che hanno origine sul fianco NW di Stromboli a seguire un unico percorso obbligato (figura 13). Ciò significa che la presenza di sub-unità all'interno dei singoli depositi torbiditici non può essere attribuita al trasporto dei sedimenti attraverso molteplici e distinti percorsi.

Discussione sui risultati dell'analisi dei componenti

In base all'analisi dei componenti, i sedimenti campionati risultano costituiti in larga parte (> 99 %) da frammenti di origine vulcanica e.g., frammenti di lave, frammenti piroclastici, cristalli di plagioclasio, clinopirosseno e olivina, palagoniti e vetri alterati.

Le caratteristiche e i rapporti percentuali tra le singole classi portano ad individuare nell'isola di Stromboli la sorgente esclusiva dei sedimenti che costituiscono le sequenze analizzate; i risultati ottenuti in oltre bene si accordano con quelli ottenuti da [Kokelaar e Romagnoli \(1995\)](#), sui sedimenti vulcanoclastici presenti nella porzione sub-aerea e sottomarina, prossimale della SdF.

[Kokelaar e Romagnoli \(1995\)](#) descrivono la natura, le caratteristiche e le proporzioni percentuali di sette tipologie principali di frammenti, definiti sulla base della forma, della densità e della fragilità dei granuli stessi. Le categorie individuate sono: reticuliti, frammenti fibrosi (tubes e fibres), scorie con grado elevato di vescicolarità, acneliti, scorie a basso grado di vescicolarità, scorie e lave non vescicolari e cristalli (plagioclasio + pirosseni + olivine).

In aggiunta gli autori individuano anche granuli alterati e granuli incrostati da minerali idrotermali.

Alcune piccole discrepanze, quali l'assenza, nei nostri campioni, di frammenti estremamente fragili (e.g. reticuliti e fibre) o la variazione nelle abbondanze relative tra le singole classi, possono essere associate all'evoluzione della popolazione durante i processi di trasporto, nei quali ragionevolmente avvengono fenomeni di sorting e di deposizione selettiva delle particelle stesse, nonché la comminazione di frammenti fragili in altri fini più resistenti all'abrasione.

L'estrema abbondanza di frammenti di origine vulcanica riflette di conseguenza la quasi totale assenza (<< 1 %) di frammenti silicoclastici di origine continentale (gneiss, filliti, rocce cristalline) e di frammenti di origine pelagica (foraminiferi e bioclasti).

La presenza di questo tipo di frammenti, era stata viceversa evidenziata da [Lucchi e Kidd \(1998\)](#) all'interno di sequenze torbiditiche campionate nell'area dei seamounts dei Lametini e dello slope calabro, situata a pochi km di distanza da quella da noi indagata.

Gli autori individuano in particolare una torbidite "tipo" deposta dai flussi che comunemente si muovono all'interno del canyon; queste torbiditi, definite come "mixed type (A, B)" (figura 54) sono sabbie medio fini, con buon grado di classazione, costituite da una mistura di frammenti di origine vulcanica (vetro, rocce vulcaniche e cristalli magmatici) e silicoclastica (gneiss, filliti, rocce cristalline), con quantità variabili di frammenti di origine pelagica.

L'abbondanza di frammenti silicoclastici nei depositi del canyon di Stromboli è del tutto riconducibile alla struttura e al percorso del canyon stesso.

Il canyon di Stromboli costituisce, infatti, la principale asse di drenaggio attualmente attivo nel Tirreno Meridionale; al suo interno si riversano i sedimenti siliciclastici dalla piattaforma continentale sicula e calabra, (rocce metamorfiche o cristalline, quali gneiss, filliti, graniti e granodioriti) attraverso correnti torbide, le quali si muovono all'interno di una serie di tributari minori destri (canyon di Angitola e canyon di Gioia) così come i sedimenti di origine vulcanica, provenienti dai fianchi occidentali delle isole Eolie, (basalti, rioliti, daciti e trachiandesiti (Beccaluva et al. 1985), confluiscono all'interno del canyon tramite processi di trasporto più energetici come correnti di torbida e movimento in massa, attraverso profondi canyon incisi sui fianchi delle isole (es. Sciara del Fuoco) o più complesse strutture sedimentarie (Belderson et al., 1974).

I sedimenti *mixed type* sono stati rinvenuti sia nel *talweg* del canyon di Stromboli, sia sui fianchi dello stesso (*levee*); la loro deposizione in aree di *levee*, avviene secondo Lucchi e Kidd, (1998) per fenomeni di *overbank* di correnti torbide ad alta energia, in corrispondenza di ostacoli topografici interposti sulla normale direzione di movimento del flusso (i.e. la deviazione di 90°

Turbidite type	Dry sediment color	Composition	Textural characteristics
Terrigenous	Gray/brown	≥ 50% schist-rock fragments and micas (biotite, muscovite and clorite). Remaining fraction contains shallow water bioclasts, planktonic foraminifera, quartz, feldspars, volcanic glass, rare plant debris, authigenic glauconite and dolomite.	Subangular, poorly-moderately sorted
Volcanic sand	Black, with red lapilli	≥ 80% black, dark gray and red lapilli, obsidian, volcanic rock fragments, hornblende, pyroxenes, sanidine, quartz, opaque minerals, Fe oxides. Remaining fraction contains biotite, brown or colorless volcanic glass, rare deep- and shallow-water fauna and glauconite.	Rounded, poorly-moderately sorted
Mixed type A	Gray	Equal proportions of volcanoclastic, terrigenous, and bioclastic (deep and shallow water) components. Volcanic glass always present.	Subangular, moderately sorted
Mixed type B	Black and white grains "salt and pepper"	Admixture of volcanoclastic and terrigenous components. Contains volcanic glass and very rare bioclasts.	Rounded, moderate-well sorted

Figura 53. Classificazione dei sedimenti rinvenuti da Lucchi e Kidd, (1998) nell'area delle Lametini *seamounts*, dello *slope* Calabro e del Canyon di Stromboli.

che esso subisce presso i *seamounts* dei Lametini). Questo tipo di depositi sono viceversa assenti laddove i flussi torbidity scorrono parallelamente allo sviluppo del canyon stesso.

La capacità delle torbide di scavalcare ostacoli topografici di notevoli dimensioni (~1000 m; Muck e Underwood, 1990) è stata dimostrata da studi di laboratorio e simulazioni teoretiche e confermata dai record geologici in cui si rinvencono sabbie vulcaniche su alti batimetrici > 500 m (e.g., Dolan et al., 1989; Garcia e Hull, 1994; Sherman et al., 2002)

Ciò premesso, è evidente come depositi con caratteristiche sedimentologiche, composizionali e tessiturali analoghe a quelli presenti nelle sequenze torbidity, da noi analizzate, non siano

compatibili coi i sedimenti che normalmente vengono trasportati all'interno del canyon di Stromboli, descritti da [Lucchi e Kidd \(1998\)](#).

La quasi totale assenza di sedimenti siliciclastici nelle sequenze oggetto del nostro campionamento è inoltre in totale accordo con la ricostruzione proposta da [Lucchi e Kidd \(1998\)](#) secondo cui, la deposizione di materiali terrigeni, avviene per fenomeni di *overbanking* di correnti torbide, mentre non sembra essere auspicabile in aree laddove i flussi hanno una direzione parallela all'asse di sviluppo del Canyon.

La totale derivazione vulcanica delle sabbie da noi campionate e l'estrema affinità composizionale con i depositi della Sciara del Fuoco descritti da altri autori, sono in stretto accordo con l'ipotesi della loro deposizione attraverso correnti torbide, generate a seguito di grandi frane del fianco NW di Stromboli.

L'assenza di una frazione terrigena all'interno delle sabbie analizzate implica, inoltre, che la corrente torbida, muovendosi in direzione NW all'interno del canyon, non abbia interagito significativamente con i depositi presenti sul suo tragitto (viceversa caratterizzati da una forte componente siliciclastica), mantenendo in modo quasi totale la loro firma composizionale.

Tale comportamento potrebbe essere attribuito alle caratteristiche del flusso stesso che, in quella posizione, potrebbe già trovarsi in regime deposizionale o di by-pass e quindi potrebbe non avere l'energia necessaria per erodere quantità significative di depositi presenti sul fondo del canyon.

Un deposito con le medesime caratteristiche potrebbe essere, viceversa, il risultato della deposizione selettiva dei soli sedimenti tenuti in sospensione nella porzione alta e meno densa (*suspended load*) di una corrente torbida dallo spessore considerevole. Questi sedimenti, non trovandosi in contatto con il substrato, potrebbero non avere interagito con lo stesso mantenendo inalterate le caratteristiche originarie.

La porzione basale della stessa corrente torbida potrebbe, al contrario, non avere l'energia adeguata per scavalcare l'ostacolo topografico, costituito dal margine del Canyon, ed aver deposto il suo carico (*bed load*) alla base della parete del canyon di Stromboli.

Una volta stabilita l'origine delle sequenze torbiditiche dal fianco NW di Stromboli, è importante evidenziare come la variabilità nella natura e nell'abbondanza dei frammenti che compongono i livelli torbiditici sia in stretta associazione con la macrostruttura delle carote e con le strutture sedimentarie interne ai singoli livelli evidenziate dall'analisi granulometrica.

La comparsa di alcune tipologie di frammenti avviene in modo improvviso, in corrispondenza della deposizione di nuovi livelli torbiditici o all'interno di quei depositi stratificati, in corrispondenza del passaggio da una sub-unità torbiditica all'altra.

Una tale distribuzione dei frammenti all'interno di depositi analizzati (la cui origine è stata individuata in un unico edificio vulcanico), implica che i depositi stessi si siano originati necessariamente da porzioni del vulcano con composizione (chimismo paragenesi etc.) tra loro diverse, ragionevolmente emesse durante più cicli eruttivi.

Questa caratteristica dei sedimenti analizzati, analogamente a quanto avvenuto per le strutture sedimentarie descritte nell'analisi granulometrica, potrebbe essere interpretata come derivante da uno stile retrogressivo o multifase delle frane dalle quali si sono evolute le correnti torbide.

Il franamento dei materiali vulcanici avverrebbe, cioè, in pratica in modo selettivo e progressivo, interessato volumi discreti di prodotti vulcanici emessi durante cicli eruttivi distinti e perciò caratterizzati da paragenesi e composizione diversa.

La comparsa delle lave contenenti cristalli di leucite, in corrispondenza della terza sub-unità torbida, tra **63-48** cm, può dunque essere interpretata con l'interessamento nei fenomeni di instabilità della porzione sommitale dell'edificio di Stromboli; da quanto è risultato in un'indagine di terreno effettuata col fine di comparare i prodotti sub-aerei di Stromboli con quelli rinvenuti nelle sedimenti marini (alla quale si darà più ampio spazio successivamente) proprio nella zona sommitale del vulcano, si concentrano infatti, i prodotti effusivi delle fasi finali del Neostromboli, gli unici nella storia del vulcano ad essere caratterizzati proprio da una paragenesi a leucite.

Considerando che tali frammenti rappresentano un costituente principale delle sabbie si ipotizza che il collasso a grande scala a cui si fa riferimento sia il collasso del Neostromboli avvenuto circa 5 ka BP.

L'assenza delle lave a leucite all'interno delle prime due sub-unità torbide, all'interno dello deposito, può essere viceversa interpretata, immaginando una frana retrogressiva, che nei primi stadi coinvolga i prodotti del Neostromboli e dei cicli precedenti (non caratterizzati da una paragenesi a leucite), situati nella area basale del cono e nella valle sottomarina della SdF sottoforma di depositi vulcanoclastici sciolti; l'arretramento della scarpata di frana verso le porzioni sommitale del cono implicherebbe poi il coinvolgimento dei prodotti a leucite.

Come le lave a leucite, anche i frammenti vetrosi con bordo alterato potrebbero fornire indizi discriminanti sull'origine dei materiali coinvolti in alcuni eventi di instabilità.

Come già discusso nella presentazione delle tipologie di granuli presenti nelle sabbie, i frammenti vetrosi, caratterizzati da sottili bordi di alterazione, sono già stati rinvenuti in altri contesti vulcanici (Etna, Hawaii...). In particolare nel caso dell'Etna, questi sono stati recentemente attribuiti ad alterazione molto rapida di frammenti piroclastici o di sferule vetrose ad opera dei gas vulcanici ([Spadaro et al., 2002](#)). Anche nel caso di Stromboli, questi frammenti

potrebbero essere generati dall'interazione di gas vulcanici – fumarolici - con i prodotti basaltici emessi dal vulcano.

Facendo riferimento all'attuale configurazione del vulcano, tale interazione è possibile nell'area craterica, laddove giornalmente si ha l'emissione di notevoli quantità di gas [6000-12000 t/g] il quale consiste principalmente di H₂O (3200-6300 t/g), CO₂ (2900-5800 t/g), SO₂ (400-800 t/g) e

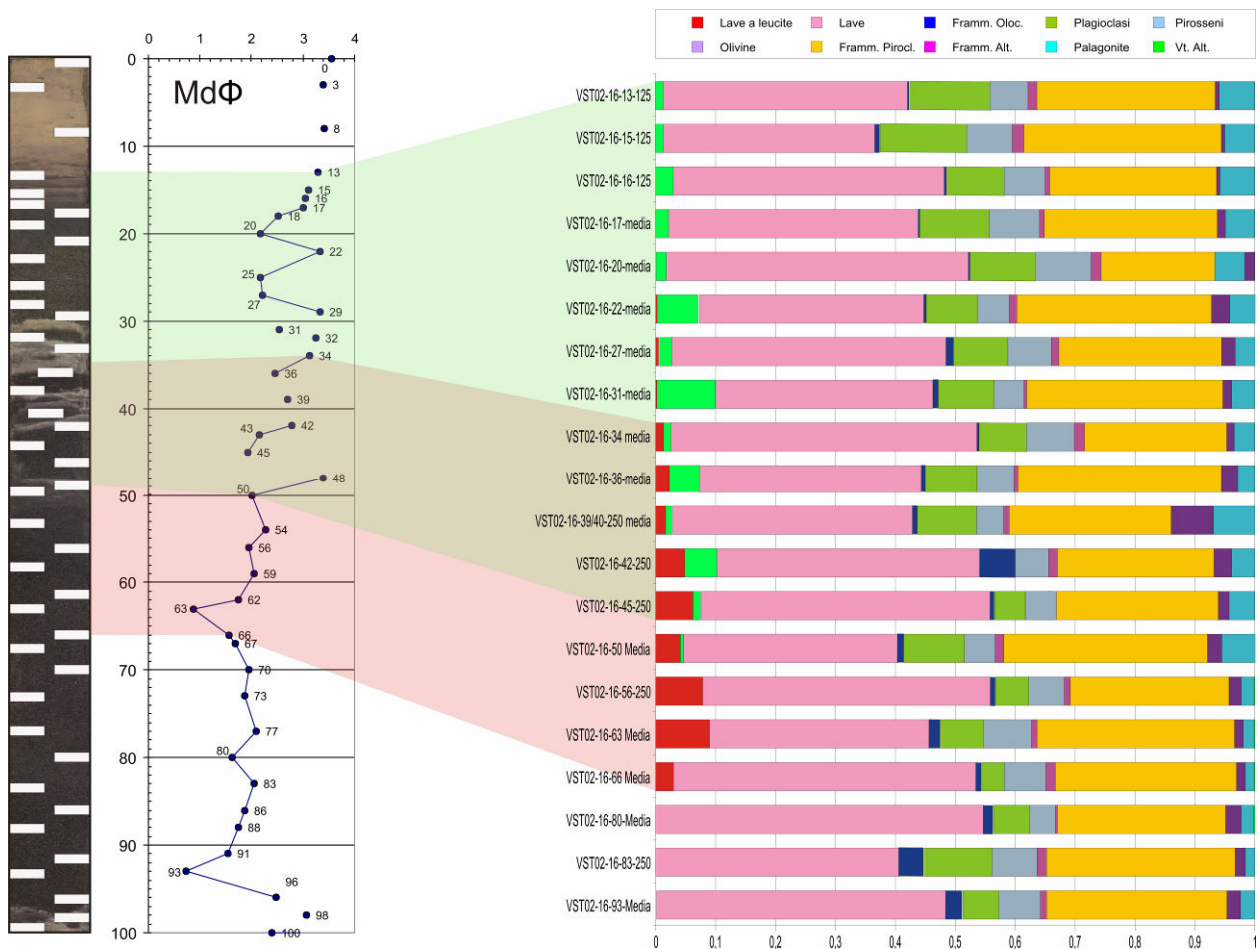


Figura 54. Rappresentazione grafica dell'associazione tra variazioni granulometriche e variazioni nell'abbondanza e nella natura dei granuli componenti i livelli campionati nella carota VST02-16. Da notare come la comparsa delle *lave a leucite* avvenga in stretta associazione con la base di una delle sub-unità torbiditiche (66 cm), mentre quella dei *vetri con bordi alterati* avvenga alla base dell'ultima sub-unità (45 cm).

quantità minori di HCl e HF (Allard et al., 1994, 2000)]. L'emissione di gas si esplica non solo direttamente dalle tre bocche crateriche bensì da numerose fumarole e diffusamente dai depositi che costituiscono tutto l'apparato sommitale del vulcano come dimostrato recentemente da numerosi autori (Finizola et al., 2002, 2003; Revil et al., 2004)

La presenza di tali frammenti implicherebbe, quindi, un coinvolgimento delle porzioni crateriche del vulcano, negli eventi di instabilità.

La presenza di questa tipologia di frammenti in almeno 7 livelli tra **48 e 13 cm** sottenderebbe a un numero analogo di eventi di instabilità delle porzioni crateriche del vulcano dopo il collasso del Neostromboli.

Per quanto riguarda la porzione sommitale della carota (**13-0 cm**), costituita prevalentemente da depositi emipelagici intercalati a livelli discontinui e lenti fangoso-siltose, bisogna specificare che l'analisi dei componenti, non è stata possibile a causa delle ridottissime dimensioni dei granuli.

L'analisi qualitativa dei componenti eseguita su *smear-slide* ha però evidenziato la presenza di una abbondante componente silicoclastica in numerose delle lenti analizzate.

La deposizione di questo tipo di sedimenti potrebbe essere interpretata come conseguenza di un momento di relativa stabilità del fianco NW di Stromboli o della presenza di fenomeni di instabilità di scala ridottissima, non capaci di generare correnti torbide energetiche capaci di superare l'ostacolo topografico rappresentato dal margine del canyon di Stromboli.

In conseguenza del momento di relativa stabilità, nell'area di campionamento, vi sarebbe stata la ripresa della normale deposizione emipelagica, punteggiata dai depositi di *overbank* del tipo "mixed type" associati a flussi particolarmente energetici all'interno del canyon di Stromboli; solo occasionalmente piccole frane potrebbero aver generato correnti torbide capaci di depositare depositi sabbioso-siltosi sottilissimi probabilmente smantellati ed omogeneizzati dai processi di bioturbazione.

La relativa stabilità dell'ambiente sedimentario può essere dedotta anche considerando l'evidenza di una forte attività biologica, a sua volta testimoniata dalla bioturbazione spinta dei sedimenti.

Il periodo di relativa stabilità del versante NW di Stromboli sembrerebbe concludersi con l'evento di instabilità del 30 dicembre 2002 in conseguenza del quale viene depositato il livello di sabbia rappresentato dal campione TTR14MS 342 top.

Discussione sui risultati dell'analisi al SEM

L'analisi chimica per gli elementi maggiori eseguita al SEM, sebbene comporti un margine di incertezza dovuto a vari aspetti dell'analisi, ha rivelato informazioni interessanti riguardo la petrografia e la composizione chimica dei singoli livelli torbiditici.

Un primo risultato rilevante è che i livelli situati nella stessa posizione stratigrafica, all'interno delle due sequenze VST02-16 e TTR14MS 342, sono caratterizzati da composizioni chimiche pressoché analoghe, a conferma del fatto che le due sequenze sono perfettamente comparabili e

sono le testimonie degli stessi eventi di instabilità.

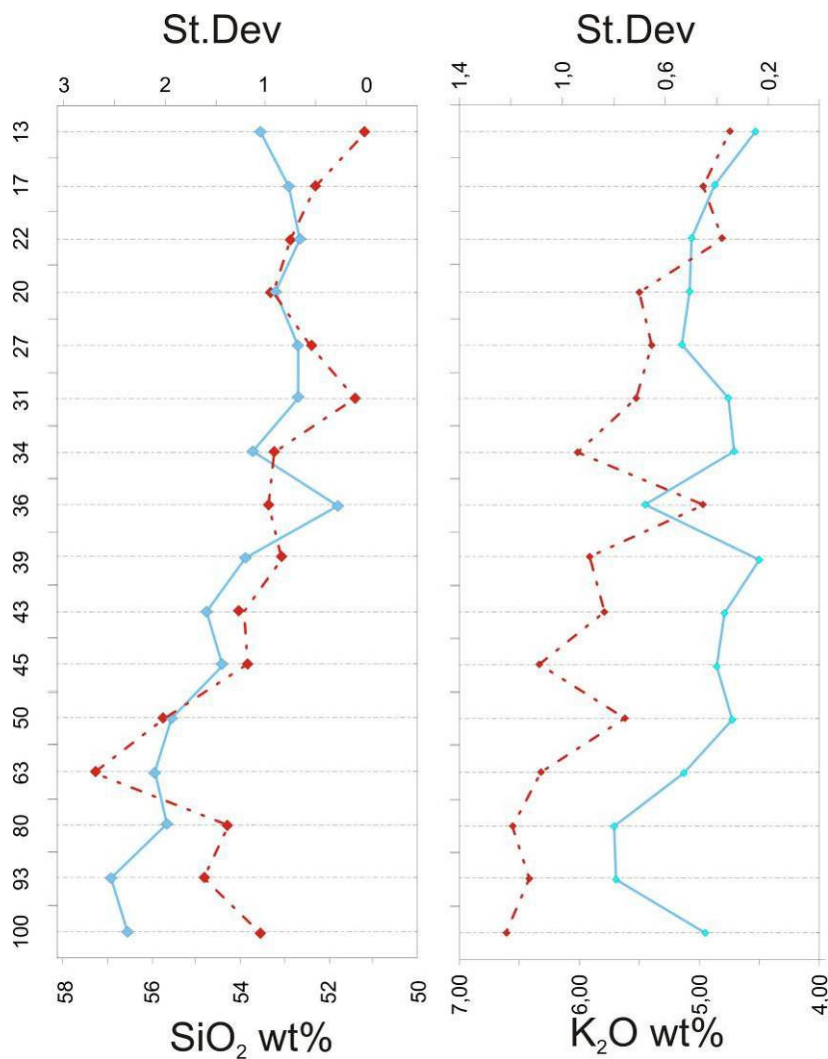


Figura 55. Variazione del contenuto in SiO_2 e K_2O (linea blu) delle shards vetrose campionate nella carota VST02-16 rispetto all'altezza stratigrafica associata alla deviazione standard (linea tratteggiata rossa) calcolata sugli stessi campioni.

Nei due diagrammi è ben visibile come i campioni provenienti dalla parte basale della carota siano caratterizzati da una disomogeneità composizionale più spiccata, ($>$ dev.st) mentre nelle porzione sommitale della carota la composizione dei frammenti vetrosi sia molto più omogenea ($<$ dev.st)

Alcune differenze sostanziali sono viceversa presenti, rispettivamente tra la composizione dei frammenti vetrosi all'interno dei livelli che costituiscono le porzioni basali, intermedie e sommitali delle singole sequenze.

Tali diversità si concretizzano sia nella composizione chimica dei vetri, sia in un grado di omogeneità composizionale estremamente variabile da livello a livello, come è espresso dalla figura 56.

Come già discusso nella parte introduttiva del lavoro, durante i cicli eruttivi del Vancori, Neostromboli e dello Stromboli recente, sono state emesse sequenze di prodotti vulcanici, caratterizzati da composizioni tra loro ben riconoscibili.

Nel ciclo eruttivo del Vancori sono stati emessi prevalentemente prodotti con affinità di tipo shoshonitico (da basalti a trachiti); in seguito, durante la fase del Neostromboli, si assiste ad un incremento del potassio con prodotti ad affinità spiccatamente shoshonitica HK (Lc-shoshoniti - KS; [Francalanci et al., 1988; 1989; 1993](#)). Durante lo Stromboli recente sono stati viceversa emessi prodotti con composizioni variabili da HKCA fino a shoshonitica.

I prodotti emessi durante i cicli del Vancori, Neostromboli e Stromboli recente si differenziano inoltre per l'associazione mineralogica e per le caratteristiche petrografiche, come ben esposto in [Horning-Kjarsgaard et al. \(1993\)](#).

La presenza di frammenti vetrosi con composizione eterogenea all'interno di un singolo deposito, implica che alla formazione del deposito stesso abbiano concorso i prodotti vulcanici appartenenti a più cicli eruttivi, e che di conseguenza l'evento di instabilità che ha generato il deposito abbia interessato porzioni consistenti dell'edificio.

Le torbiditi contraddistinte da una composizione dei vetri non omogenea, sono in altre parole il risultato del rimescolamento di materiali vulcanici eterogenei durante il trasporto in massa.

I depositi che viceversa sono caratterizzati da una maggiore omogeneità composizionale, concentrati nei livelli più sottili nei 30 cm più superficiali delle due sequenze, al contrario sono ragionevolmente il risultato del frammento di porzioni più limitate dell'edificio, con composizione più omogenea (appartenenti ad un solo ciclo eruttivo).

Correlazione con prodotti campionati a terra

I prodotti vulcanici emessi durante le diverse fasi evolutive del vulcano sono, come specificato in precedenza, ben riconoscibili in base alle caratteristiche composizionali e mineralogiche.

In conformità a queste considerazioni si è scelto di mettere a confronto le caratteristiche petrografiche e la composizione degli elementi maggiori dei frammenti vetrosi analizzati, con la mineralogia e con le composizioni delle paste di fondo vetrose di alcuni prodotti dell'attività esplosiva ed effusiva di Stromboli che per la loro posizione potrebbero essere stati coinvolti negli eventi di instabilità.

La scelta di usare la composizione chimica degli elementi maggiori delle shards vetrose si è resa necessaria per l'impossibilità di realizzare analisi di roccia totale sui sedimenti marini.

Le limitazioni di tale metodo sono da ricercare fondamentalmente nella difficoltà di paragonare analisi di vetri ad analisi di roccia totale che, viceversa, sono quelle solitamente disponibili in

bibliografia. Laddove siano reperibili analisi dei vetri, si deve tuttavia tenere conto che, come già discusso nell'introduzione all'analisi, la composizione del vetro non è funzione esclusiva della composizione della roccia totale bensì, come è ben evidente, proprio nei prodotti di Stromboli, anche dal grado di cristallizzazione della roccia stessa.

Lo scopo principale di questa fase di studio è perciò l'individuazione qualitativa delle affinità geochimiche dei vetri presenti nelle sequenze marine che aiuterà a definire, per ogni singolo livello, una possibile sorgente sull'isola di Stromboli.

Come rappresentanti dei vari cicli eruttivi di Stromboli sono stati scelti campioni provenienti da un set molto ampio di prodotti vulcanici dell'attività esplosiva (livelli di *fall-out*, ceneri rimaneggiate) e dell'attività effusiva del vulcano (lave e *clinkers* di colata).

I prodotti dell'attività esplosiva provengono da alcune sezioni e trincee stratigrafiche scavate, a più riprese, sui fianchi del vulcano (Rosi et al., 2000); le analisi relative a questi ultimi fanno parte di un ampio dataset di analisi geochimiche gentilmente messe a disposizione dalle Dott.sse Antonella Bertagnini (INGV-Pisa) e Patrizia Landi (INGV-Pisa).

A completamento del dataset sopraccitato sono state poi eseguite nuove analisi su campioni precedentemente non processati. I campioni di lave e scorie di colata provengono viceversa da un campionamento dalla porzione sommitale (> 600 m) dell'edificio, effettuato durante il maggio 2006, con particolare riferimento alle sequenze interessate dai collassi di versante più recenti (Neostromboli, Pizzo sopra la Fossa e Sciara del Fuoco). La posizione dei principali siti di campionamento dei prodotti di riferimento è mostrata nella figura 57.



Figura 56. principali siti di campionamento dei termini di confronto costituiti da lave, clinker di colata e scorie appartenenti al ciclo del Neostromboli e dello Stromboli Recente.

Alle analisi eseguite in questa fase di studio sono state inoltre affiancate quelle disponibili in bibliografia.

Le analisi sui campioni di riferimento sono state effettuate con lo stesso apparato analitico ed in condizioni identiche a quelle con cui sono stati analizzati i vetri contenuti nei sedimenti marini, in modo da evitare potenziali errori.

VST02-16

I vetri analizzati nell'intervallo 96-48 cm [VST02-16-93 (basale), VST02-16-80 (medio-basale), VST02-16-63 (medio) e VST02-16-50 (tetto)], presentano una composizione molto eterogenea (figura 58).

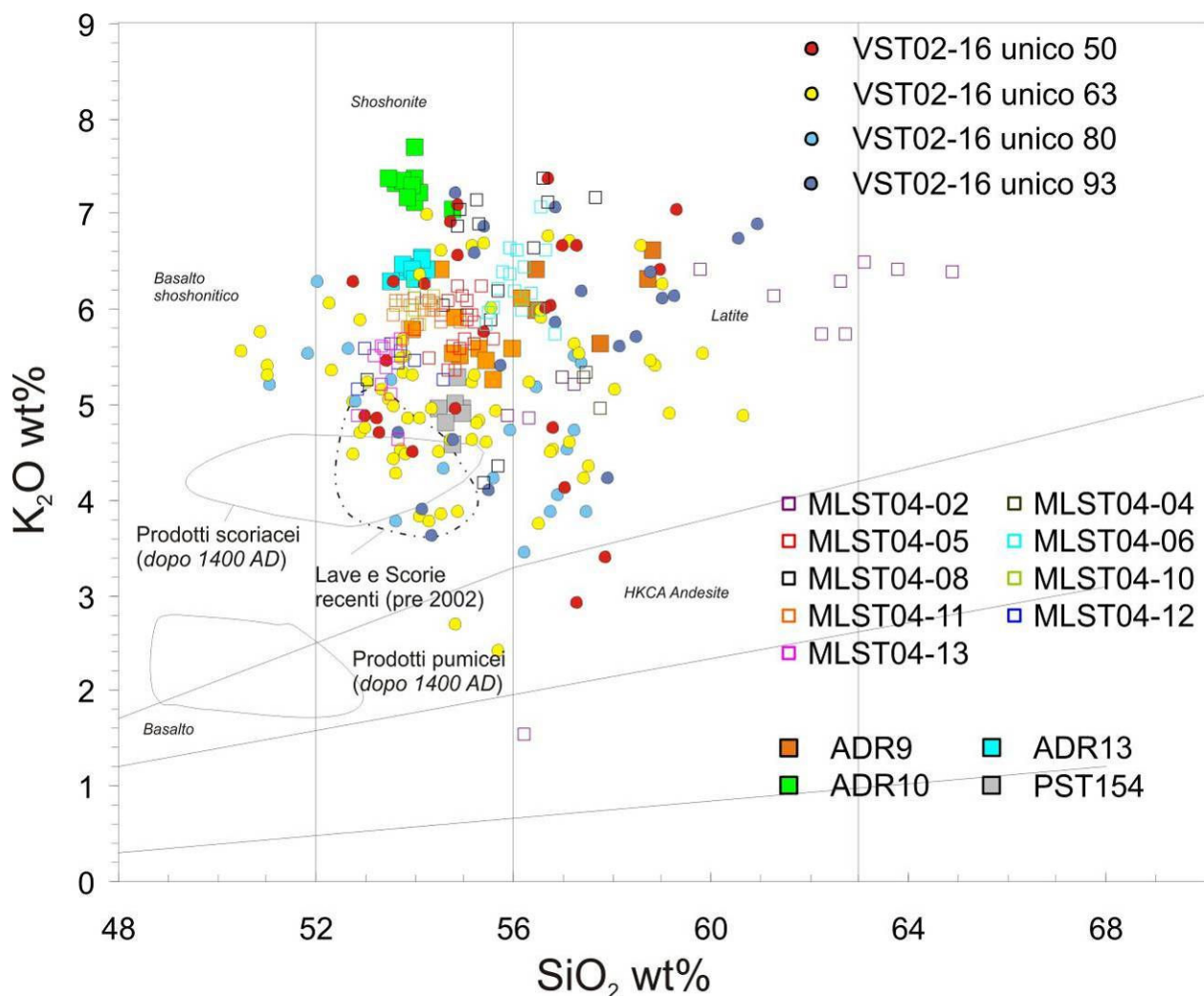


Figura 57. Diagramma di classificazione K₂O vs. SiO₂ (Peccerillo & Taylor, 1976) in cui sono messi a confronto le analisi dei vetri campionati nell'intervallo 96-48 cm (VST02-16-93; VST02-16-80; VST02-16-63 e VST02-16-50) con: prodotti piroclastici attribuiti ad un periodo compreso tra il Vancori e lo Stromboli recente (quadrati vuoti) campionati all'interno di una trincea sul fianco SE di Stromboli e matrici vetrose di lave e clinkers di colata campionati nella porzione sommitale del vulcano e attribuiti al Neostromboli. Per completezza sono riportati anche i campi composizionali relativi ai prodotti recenti del vulcano (da Andronico et al., 2003 e Landi P. comunicazione personale).

Nel diagramma di classificazione K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo e Taylor, 1976) le composizioni dei vetri sono disperse all'interno di un campo piuttosto ampio, che si estende dai basalti fino alle latiti. I campioni hanno evidenziato un buon grado di affinità con alcuni campioni selezionati all'interno di una trincea stratigrafica scavata sul margine SE del vulcano di Stromboli in zona Scari. I prodotti campionati all'interno della trincea erano stati attribuiti in precedenza ad un periodo ragionevolmente corrispondente al Neostromboli (alla base erano sigillati da prodotti del Vancori e nella porzione sommitale la carota era sigillata dai prodotti dell'attività recente). I campioni inoltre hanno mostrato buona correlazione con i prodotti di riferimento del Neostromboli prelevati nelle porzioni sommitali del vulcano.

All'interno delle sabbie sono viceversa presenti frammenti caratterizzati da un contenuto di potassio inferiore rispetto ai prodotti del Neostromboli da noi analizzati; tra questi, una parte sono caratterizzati da un contenuto comunque rilevante di K_2O e potrebbero appartenere ad un gruppo di prodotti del Neostromboli, già rilevati da Hornig-Kjarsgaard, 1993, e caratterizzati appunto da tenori di potassio leggermente inferiori.

Basandoci sui risultati dell'analisi dei componenti, la quale riferisce della presenza di frammenti con paragenesi a leucite, emessi esclusivamente durante le fasi finali del ciclo del Neostromboli, si può ragionevolmente affermare che l'intervallo 96-48 cm sia costituito in larga parte dai prodotti del Neostromboli; associati a tali prodotti vi sono frammenti con contenuto di potassio relativamente più basso, probabilmente riferibili al precedente ciclo del Vancori. Tali frammenti potrebbero essere stati presi in carico sia nella porzione subaerea del vulcano, laddove i prodotti del Vancori affiorano abbondantemente, che nelle porzioni sottomarine della SdF, nella quale i prodotti del Vancori vanno a costituire ragionevolmente gran parte del fan della SdF. Una incontrovertibile attribuzione di tali frammenti al ciclo del Vancori non è tuttavia possibile per la mancanza di prodotti di confronto.

Salendo di altezza stratigrafica, troviamo nell'intervallo 48-40 cm vetri con composizione prevalentemente shoshonitica, caratterizzati da grado di omogeneità leggermente maggiore rispetto all'intervallo precedente, ma del tutto compresi all'interno del campo definito dalle composizioni dei vetri dell'intervallo precedente (figura 59). Come deducibile dalla ridottissima presenza di fanghi emipelagici tra i due intervalli, dalla presenza di frammenti di natura e composizione chimica estremamente affine, il deposito si è ragionevolmente messo in posto, in rapida successione rispetto all'evento responsabile della messa in posto dell'intervallo 96-48 cm.

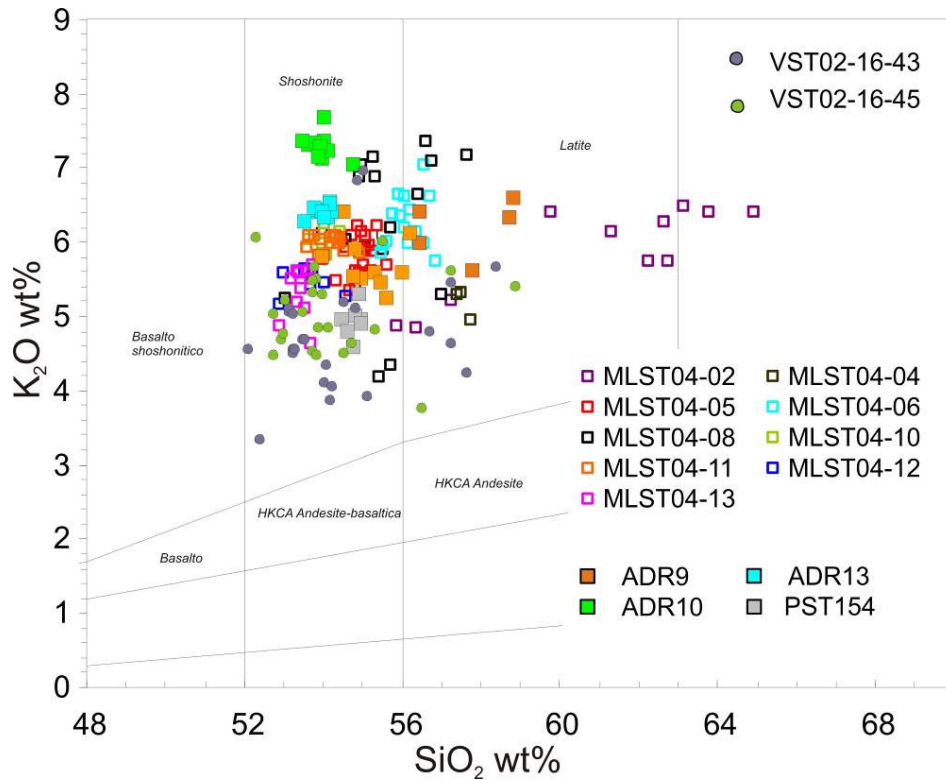


Figura 58. Comparazione su diagramma K₂O vs. SiO₂ (Peccerillo & Taylor, 1976) tra i campioni VST02-16-43 e VST02-16-45 e i prodotti piroclastici attribuiti ad un periodo compreso tra il Vancori e lo Stromboli recente (quadrati vuoti) campionati all'interno di una trincea sul fianco SE di Stromboli e matrici vetrose di lave e clinkers di colata campionati nella porzione sommitale del vulcano e attribuiti al Neostromboli.

Ciò considerato si può affermare che l'intervallo 48-40 cm costituisce il deposito distale dell'ultimo evento di instabilità del collasso del Neostromboli durante il quale è stata rimossa una porzione più localizzata dell'edificio, di più spiccata omogeneità composizionale.

Come già specificato in precedenza alla testa del livello sono abbondanti frammenti pumicei, quasi afirici, con composizione andesitico-basaltica HKCA e dacitico-riolitica di origine ragionevolmente esterna a Stromboli. La composizione chimica di tali frammenti è stata confrontata con quelle di numerosi prodotti recenti delle isole Eolie (< 30 ka) disponibili in bibliografia e con un set di analisi appositamente realizzato su tephra marini campionati nel bacino del Marsili a poche decine di km dall'area indagata. La composizione dei frammenti risulta parzialmente affini a quella dei prodotti piroclastici emessi durante l'eruzione esplosiva del centro di Pollara inferiore sull'isola di Salina datata a 24 ± 3.6 ka.

Ciò considerato la presenza di tali frammenti nella porzione apicale dell'intervallo può essere interpretata col rimaneggiamento, da parte del flusso torbido, di prodotti presi in carico all'interno del canyon di Stromboli e di una loro successiva segregazione per densità nella parte alta del deposito.

Le porzioni sommitali delle due sequenze sono marcate da un rapido cambiamento nelle caratteristiche composizionali dei frammenti vetrosi che costituiscono le sabbie.

I vetri campionati, nei livelli sabbiosi tra 31-0 cm sono caratterizzati da un'omogeneità composizionale molto più marcata, rispetto ai precedenti, e da una composizione chimica complessivamente di tipo basaltico-shoshonitica.

Come specificato in precedenza i depositi che hanno evidenziato una buona omogeneità composizionale sono stati interpretati come generati a seguito del franamento di porzioni limitate dell'edificio, con composizione più omogenea (appartenenti ad un solo ciclo eruttivo).

La gran parte dei campioni ha evidenziato composizioni simili a quelle dei vetri presenti nei prodotti scoriacei, (litotipo bruno) e alle paste di fondo vetrose dell'attività recente del vulcano (figura 60).

Due dei campioni, rispettivamente il VST02-16-22 e VST02-16-36, hanno viceversa manifestato una composizione leggermente più ricca in K_2O ($\sim +1\%$) e leggermente meno evoluta ($< SiO_2$).

All'interno del deposito non sono stati viceversa rinvenuti frammenti con composizione analoga al litotipo (pomici) biondo, attualmente emessi durante gli eventi parossistici, più povere in cristalli e con vetri a composizione basaltica (al limite del campo del basalto shoshonitico).

La difficoltà di rinvenire tali frammenti all'interno dei depositi può essere interpretata secondo diverse ipotesi riassumibili fondamentalmente in:

- Rapporto Vol. litotipo bruno/Vol. litotipo biondo estremamente a favore dei prodotti scoriacei ricchi in cristalli con relativa "diluizione" dei prodotti pumicei in questi ultimi tale da non renderne possibile il rinvenimento.
- Dispersione dei prodotti del litotipo biondo in aree diverse (prossimali?) da quella interessata dal nostro campionamento.
- Presenza di un periodo dello Stromboli Recente in cui è stato emesso esclusivamente un magma con caratteristiche affini al litotipo bruno.
- Selezione dei prodotti a causa della diversa densità dei due litotipi (pomici vs. scorie)

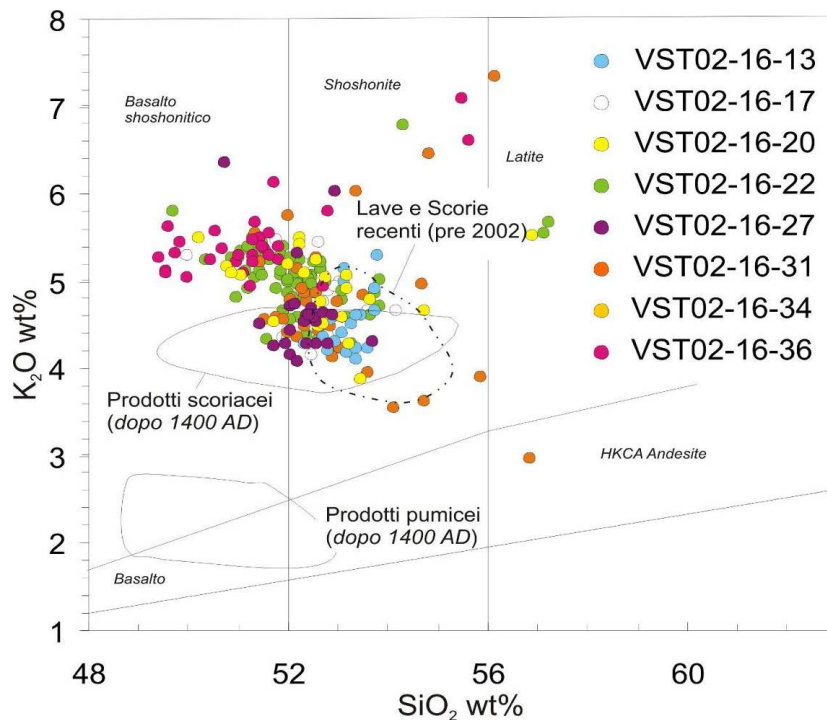


Figura 59. Comparazione su diagramma K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) tra i vetri campionati nella porzione sommitale della carota e le matrici vetrose dei prodotti pumicei, coriacei e delle lave emesse dallo Stromboli recente. Campi composizionali da Andronico et al., 2003; Landi P. (comunicazione personale).

La sorgente dei prodotti presenti nell'intervallo 31-0 cm può essere ragionevolmente individuata nei prodotti di riempimento della nicchia di distacco lasciata dal collasso del Neostromboli, emessi durante il ciclo eruttivo dello Stromboli Recente e quello della Sciara del Fuoco.

Alcuni dei campioni potrebbero essere viceversa l'espressione di piccoli fenomeni di instabilità che hanno interessato volumi limitati di prodotti caratterizzati da composizioni leggermente differenti rispetto a quella descritta in bibliografia e di cui non si ha traccia in ambiente sub-aereo. Come specificato in precedenza all'interno del campione VST02-16-17, prelevato alla sommità dei depositi, attribuiti ad uno dei collassi recenti di Stromboli sono presenti frammenti pumicei a composizione riolitica ($K_2O = 5.2 - 5.4$ wt%; $SiO_2 \sim 74$ wt%). La composizione di questi vetri implica una provenienza diversa dall'isola di Stromboli. Prodotti compatibili sia dal punto di vista morfologico che composizionale a quelli rinvenuti sono stati prodotti viceversa da Lipari rispettivamente durante le eruzioni di Gabelotto-Fiumebianco (IX ciclo eruttivo di Lipari; Crisci et al., 1991) datata a 11.4 e 8.6 ka (Gioncada et al., 2003) e di Monte Pilato datata a A.D. 749 (Cortese and Frazzetta, 1986) o a 580 (De Rosa et al., 2003) (X ciclo eruttivo di Lipari; Crisci et al., 1991).

Dato il livello strutturale che il campione occupa nella sequenza, la sorgente dei frammenti pumicei potrebbe essere individuata nell'eruzione di Monte Pilato. La presenza di questi vetri alla sommità della sequenza può essere dovuta sia ad un'azione di rimaneggiamento di prodotti emessi prima del collasso e presenti all'interno del canyon di Stromboli sia come il coinvolgimento di livelli di fall-out deposti sull'isola di Stromboli. Sottili e discontinui livelli di

cenere riolitica attribuiti all'eruzione del Monte Pilato sono effettivamente presenti in alcune zone dell'isola, ma il volume estremamente esiguo dei depositi rende poco probabile la seconda ipotesi.

TTR14MS342B

Come anticipato, i vetri campionati ed analizzati all'interno dei livelli sabbiosi che costituiscono la carota TTR14MS342B, hanno evidenziato composizioni analoghe a quelle dei vetri analizzati alla stessa altezza stratigrafica nella sequenza VST02-16. I vetri sono caratterizzati da una composizione shoshonitica abbastanza omogenea.

I campioni hanno inoltre evidenziato una forte correlazione con le paste di fondo e con i prodotti scoriacei dell'attività recente del vulcano come evidenziato dalla figura 61.

Una sezione speciale deve essere dedicata alla discussione dei risultati del livello TTR14MS-342B-Top, presente esclusivamente nella carota campionata nel settembre 2004, alcuni mesi dopo l'evento di instabilità del 30/12/2002, il quale costituisce ragionevolmente il deposito distale della recente instabilità del vulcano.

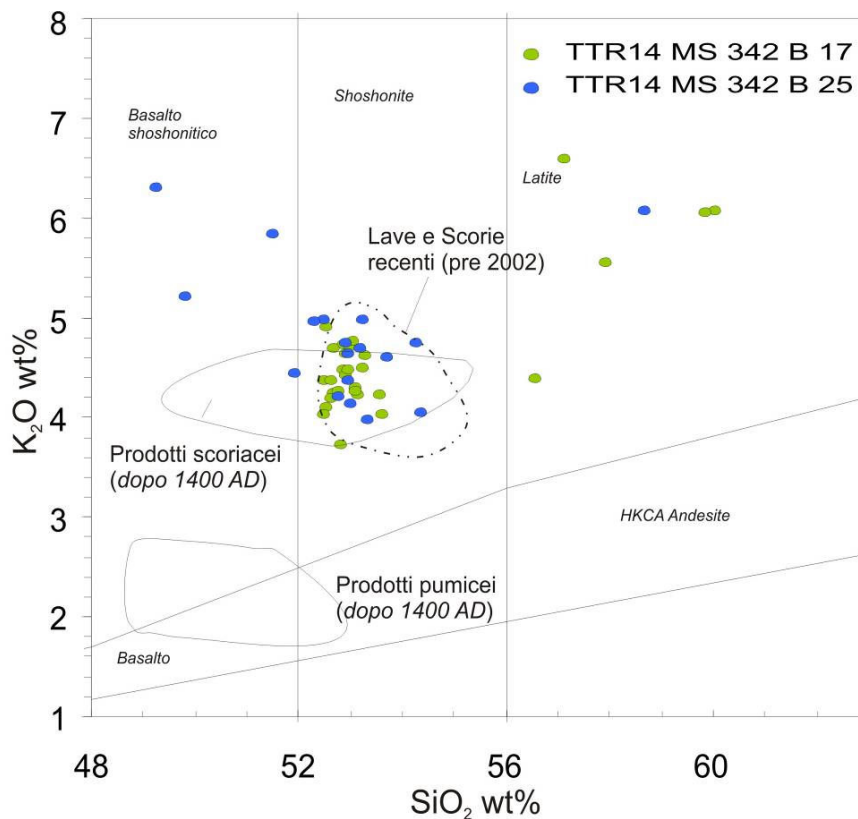


Figura 60. Comparazione tra i vetri del campionati nella sequenza TTR14MS342B e le matrici vetrose dei prodotti pumicei, coriacei e delle lave emesse dallo Stromboli recente sul diagramma di classificazione K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976).

Come evidente dall'analisi chimica, i vetri al suo interno hanno caratteristiche identiche a quelle dei prodotti dell'attività recente del vulcano di Stromboli ovvero la presenza di prodotti ricchi in cristalli (> 40% definito come litotipo bruno caratterizzato da una composizione shoshonitica

Sabbie vulcanoclastiche Métrich et al. 2001
(*scoriae Aug/1998*)

Plg.: An₆₂₋₈₇

Plg.: An₆₂₋₉₀

Cpx.: Fs₇₋₁₇Wo₄₁₋₄₆

Fs₆₋₁₁Wo₄₅₋₄₇

Ol.: Fo₇₂₋₇₅

Ol.: Fo₇₀₋₇₅

Figura 61. Composizione mineralogica dei cristalli rinvenuti all'interno delle sabbie e nei prodotti dell'attività attuale di Stromboli

K₂O > 3.5 wt%), emesso durante la normale attività stromboliana, e di un litotipo biondo povero

in cristalli (< 10%) con vetri basaltici (al limite del campo del basalto shoshonitico), tipico degli eventi parossistici come evidente

in figura 62.

La paragenesi dei frammenti vetrosi e la composizione dei minerali sono

strettamente affini a quelle dei minerali presenti nelle scorie ricche in cristalli e nelle lave, eruttate dalla attività recente di Stromboli (Landi et al., 2004; Métrich et al., 2001) come evidente anche nella tabella 62. Una trattazione a parte merita anche il livello TTR14MS-342B-7 che, come già analizzato in precedenza, rappresenta l'unico campione proveniente dell'intervallo di fango siltoso-sabbioso, presente nella parte alta della carota (16-3 cm). La forte eterogeneità composizionale di questo livello, se riferita anche ai risultati dell'analisi dei componenti (che rivela una forte abbondanza di minerali argillosi, frammenti bioclastici e di rocce cristalline), portano ad una sua attribuzione ad una sorgente non esclusivamente vulcanoclastica.

Questo tipo di deposito può essere considerato come l'omologo delle torbide definite da Lucchi e Kidd come "mixed type". Tali strati si sono depositi con buona probabilità a seguito di fenomeni di *overbanking* da parte di torbide particolarmente energetiche all'interno del canyon di Stromboli.

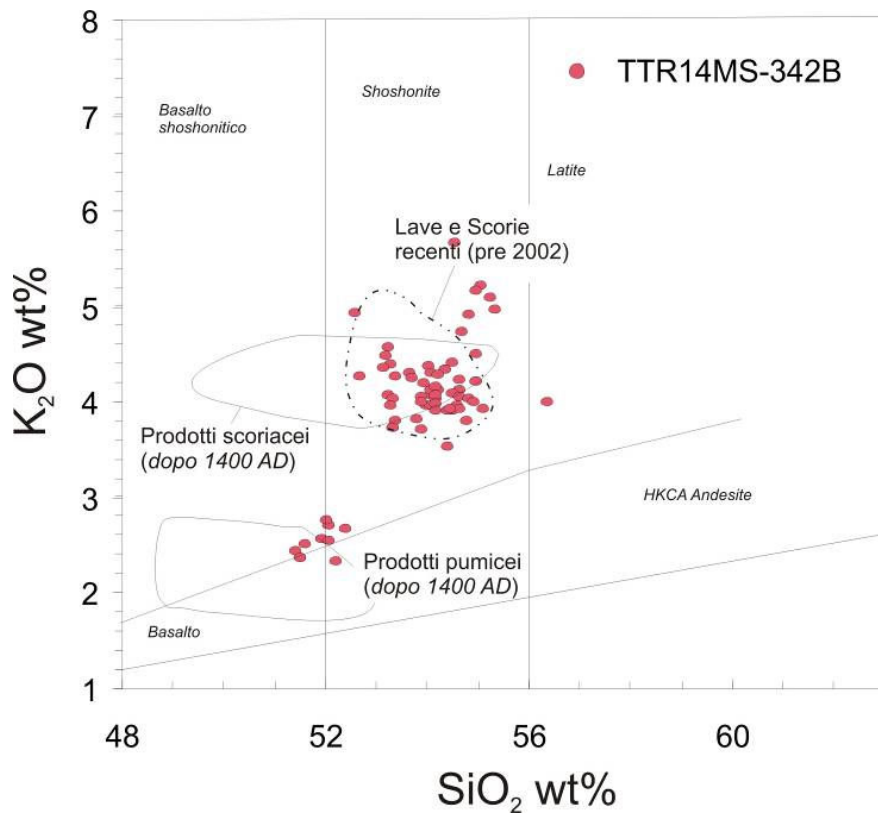


Figura 62. Diagramma di classificazione K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) per il campione TTR14MS342B-top. Da notare i vetri analizzati abbiano caratteristiche identiche a quelle dei prodotti dell'attività recente del vulcano di Stromboli ovvero la presenza di prodotti ricchi in cristalli (litotipo bruno; $K_2O > 3.5$ wt%), emesso durante la normale attività stromboliana, e di un litotipo povero in cristalli (biondo), con vetri basaltici (al limite del campo del basalto shoshonitico), tipico degli eventi parossistici.

Capitolo 14 Stima empirica dei volumi coinvolti nei fenomeni di instabilità.

Come discusso nei precedenti capitoli le due sequenze torbiditiche indagate (VST02-16 e TTR14MS-342B) sono costituite da depositi torbiditici vulcanoclastici cogenetici alle debris avalanches staccatesi dal fianco NW dell'isola di Stromboli. Il deposito TTR14MS-342B-top in particolare, generato dall'evento del 30 dicembre 2002, costituisce l'espressione più recente dell'instabilità di versante dell'isola di Stromboli ed il livello "tipo" adatto a descrivere la correlazione tra eventi di instabilità e depositi torbiditici distali.

I fenomeni di instabilità del 30 dicembre 2002, sono stati oggetto di approfonditi studi da parte della comunità scientifica in quanto, per l'isola di Stromboli e più in generale per le isole vulcaniche, costituiscono uno dei pochi casi di instabilità di versante recente, osservato da testimoni (ndr: Dott. Massimo Pompilio) a cui è direttamente associato uno tsunami.

Questa grande attenzione sull'evento del 30 dicembre 2002, ha conseguentemente garantito lo studio dettagliato dei processi e delle dinamiche dell'evento, nonché la caratterizzazione dell'estensione e dei parametri fisici della frana (volume, area sorgente, tessitura dei materiali coinvolti ecc).

Tra i parametri calcolati, di notevole importanza per il nostro lavoro risulta essere il volume dei prodotti coinvolti nell'instabilità; questa informazione, associata allo spessore delle porzioni distali del deposito, ci dà la possibilità di tentare una comparazione empirica ed indiretta tra la frana recente e gli eventi olocenici che hanno generato i depositi presenti nelle.

Sebbene con tutte le incertezze del caso, si tratta di fare una regressione mettendo in relazione n° cm di spessore di deposito in facies distale con n° Mm^3 di volume della frana che ha generato il deposito stesso.

Come prima assunzione della correlazione, si deve considerare che il sistema sedimentario circostante all'isola di Stromboli e le dinamiche generali del sistema frane-depositi distali siano rimasti pressoché immutati nel corso degli ultimi 5 ka, cosa che ragionevolmente corrisponde alla reale situazione. Si deve inoltre rimarcare che questa

operazione di stima dei volumi ha un fine puramente qualitativo e non implica assunzioni assolute sull'effettiva estensione delle frane oloceniche di Stromboli.

Come già esposto in precedenza il deposito campionato nella sequenza TTR14 MS342b è il risultato delle due frane verificatesi il 30 dicembre 2002, di cui la prima subacquea e la seconda subaerea; la comparazioni tra dati aerofotogrammetrici acquisiti nei mesi precedenti al collasso e immediatamente dopo hanno fornito volumi di circa $8-10 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ per l'evento sub-aereo; campagne batimetriche condotte nella zona prossimale della valle della SdF hanno evidenziato inoltre la presenza di strutture di erosione contigue a quelle subaeree che suggeriscono la rimozione di un volume nell'ordine di $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Chiocci et al., 2003) per il primo fenomeno di instabilità.

Secondo queste ricostruzioni il volume totale di roccia messo in movimento nei fenomeni di instabilità del 30 dicembre 2002 è di $28-30 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Nel sito da noi indagato, viceversa, il deposito distale della frana (TTR14MS-342B-top) ha un spessore variabile da 2 a 3 cm.

Una volta calcolati gli spessori relativi ad ogni singolo livello discreto presente nella successione e si è fatta una proporzione del tipo:

$$T_d : V_f = T_{d30dic} : V_{f30dic}$$

Dove T_d rappresenta lo spessore di un qualsiasi deposito campionato nella sequenza torbidityca, V_f il volume della frana che ha originato quel deposito, T_{d30dic} lo spessore del deposito messo in posto dalla frana del 30 dicembre 2002 (2-3 cm) e V_{f30dic} il volume stimato, della frana del 30 dicembre 2002 ($28 \text{ e } 30 \times 10^6 \text{ m}^3$).

Durante l'analisi sono stati calcolati un volume massimo e un volume minimo considerando un certo grado di incertezza dato sia dalla variabilità dello spessore del deposito del 30 dicembre 2002 (variabile come detto da 2 a 3 cm), sia dal margine di errore contenuto nella stima del volume della frana che lo ha generato ($28-30 \times 10^6 \text{ m}^3$). Non è stato considerato alcun fattore correttivo per quanto riguarda eventuali fenomeni di compattazione dei livelli sabbiosi più profondi.

Nella figura 64 sono esposti gli spessori di ogni livello discreto presente nella sequenza campionata e i volumi delle frane che secondo la proporzione precedentemente descritta, li avrebbero generati; tenendo di conto del grado di incertezza dovuto ai fattori sopra esposti si sono riportati due valori corrispondenti al minimo e al massimo volume stimato.

Il dato più rilevante tuttavia risulta essere la presenza di due eventi la cui intensità è di oltre un ordine di grandezza superiore a quella della frana del 30 dicembre 2002 rispettivamente negli intervalli 96-40 cm e 28-15.5 cm.

Questi due eventi sono stati attribuiti, sulla base dei dati emersi dalle analisi granulometriche, dei componenti, mineralogici e chimici per gli elementi maggiori, rispettivamente al collasso del Neostromboli e ad una fase di instabilità più recente

<i>Intervallo</i>	<i>Spessore (cm)</i>	<i>Volume Max. (Mm³)</i>	<i>Volume Min. (Mm³)</i>
100-98	2	3	18.7
96-48	48	720	448
48-40	8	120	74.7
96-40*	56*	840*	522.7*
40-39	2	30	18.7
36-33	3	45	28
32	0.5	7.5	4.7
31	1.5	22.5	14
28-15.5	12.5	187.5	116.7
17	0.5	7.5	4.7
16	0.5	7.5	7.5
15	0.5	7.5	7.5
<i>Riferimento top</i>	2-3	-	-

Figura 63. Volumi calcolati per ogni singolo livello. I livelli segnati con un asterisco vengono considerati come la somma dei due precedenti ragionevolmente rappresentanti un unico ciclo di instabilità.

probabilmente legata al collasso della Sciara del Fuoco durante il periodo dello Stromboli Recente.

Sulla base dei volumi stimati risulta evidente, un buon grado di correlazione tra il volume di 0.52 e 0.84 km³ da noi calcolato per il collasso del Neostromboli e il volume di 1±0.54 km³ stimato da [Tibaldi, \(2001\)](#), per lo stesso collasso. Il buon grado di correlazione, espresso dalla stima dei volumi per il massimo evento presente nella sequenza, affida a questo metodo una certa valenza analitica, legittimandone l'utilizzo anche per gli eventi di scala intermedia.

Ciò considerato, è da rilevare, viceversa, la discrepanza di un ordine di grandezza, tra i volumi da noi calcolati per il collasso della SdF avvenuto nel periodo dello Stromboli Recente (0.117 - 0.188 km³) ed entrambi i volumi stimati per i collassi ipotizzati da Tibaldi nel periodo di attività recente del vulcano i.e. del Pizzo sopra la Fossa e della

Sciara del Fuoco che risultano essere rispettivamente di $1.08 \pm 0.39 \text{ km}^3$, per il collasso del Pizzo sopra la Fossa e di $0.73 \pm 0.22 \text{ km}^3$, per il collasso della Sciara del Fuoco.

<i>Intervallo</i>	<i>Spessore Deposito (cm)</i>	<i>Volume Max. stimato(Mm³)</i>	<i>Volume Min. stimato(Mm³)</i>
96-83 ¹	13	195	121.3
83-66 ²	17	255	158.7
66-48 ³	18	270	168
48-40 ⁴	8	120	74
28-22 ¹	6	90	56
22-18 ²	6.5	97.5	60.7

Figura 64. Stima empirica dei volumi coinvolti in ogni singola frana che ha originato le sub-unità torbidityche. Da notare come sebbene i due collassi di maggiori proporzioni risultino suddivisi in diverse sub-unità il volume delle stesse risulta comunque notevole (fino quasi ad un ordine di grandezza maggiore rispetto a quello coinvolto dalla frana del 30 dicembre 2002)

Nella sequenza campionata risultano inoltre presenti 7 livelli torbidityci correlabili a fenomeni di instabilità di scala comparabile a quella della frana del 30 dicembre 2002.

Da quanto emerso nella discussione dei dati, dell'analisi granulometrica e dei componenti, i due livelli di maggior spessore, rispettivamente tra 96-40 cm e 28-15.5 cm, sono costituiti da alcune sub-unità (96-83 cm; 83-66 cm; 66-48 cm, 48-40 cm e 28-22, 22-15.5 cm), ciascuna delle quali è interpretata come un singolo evento di frana, inserito nel contesto di un ciclo di instabilità con stile retrogressivo o multifase.

La frana del Neostromboli è, in definitiva, costituita da quattro impulsi, mentre la più recente, probabilmente attribuibile al collasso della Sciara del Fuoco, sarebbe costituita da due impulsi distinti. Sotto questo aspetto i volumi stimati in precedenza per il collasso del Neostromboli e della Sciara del Fuoco devono essere considerati rispettivamente come la somma di quattro e due volumi distinti. La figura 65 riassume il concetto sopra esposto con la descrizione degli intervalli e dei volumi calcolati per ogni singola sub-unità.

Come ben si può notare, i volumi stimati per ogni singolo impulso sono piuttosto rilevanti e fino ad un ordine di grandezza maggiori di quelli stimati per la frana del 30 dicembre 2002 ($0.056-0.27 \text{ km}^3$).

Dal punto di vista della modellistica è facilmente intuibile l'importanza di questa affermazione.

La relazione tra il volume delle frane, la forma e l'ampiezza delle onde di tsunami da esse generate, è stata evidenziata da alcuni autori (Harbitz et al. 1993, Murty, 2003) sulla base di una rivisitazione bibliografica di numerosi casi di frane tsunamigeniche, per le quali si ha una stima del volume e delle altezze di *run-up* e si definisce una relazione del tipo $H = 0.3945 V$ tra volume (V) della frana e altezza (H) dell'onda di tsunami da essa generata.

Se da un lato quindi un singolo evento di frana, con volumi dell'ordine di grandezza del km^3 , potrebbe generare uno tsunami di notevoli proporzioni, come ricostruito in precedenza da Tinti et al. (2003), una serie di frane di volume più ridotto potrebbe generare più eventi di tsunami di media intensità e, viceversa, prolungare lo stato di pericolo per tempi molto più lunghi.

Nel caso che i singoli eventi di instabilità fossero separati da lassi di tempo nell'ordine delle giorni/settimane, il periodo in cui le Eolie ed il Tirreno meridionale sarebbe sottoposto al pericolo derivante da tsunami, risulterebbe più esteso, rispetto al caso di un singolo evento di instabilità; viceversa l'intensità dei singoli tsunami risulterebbe sicuramente minore.

Per quanto riguarda l'intensità degli tsunami generati dal franamento di ogni singolo impulso si deve ad ogni modo tenere di conto che i volumi calcolati per le singole sub-unità sono nell'ordine dei $56\text{-}270 \text{ Mm}^3$ ($0.056\text{-}0.27 \text{ km}^3$) ovvero da 2 a 9 volte superiori a quelli coinvolti durante la frana del 30 dicembre 2002.

In questo senso, considerando empiricamente la relazione precedentemente descritta (Murty, 2003) tra volume della frana e intensità dello tsunami, durante un evento come quello del Neostromboli dovremmo aspettarci una serie di tre-quattro tsunami di forte intensità, capaci di colpire violentemente sia le Eolie, che le coste meridionali del Tirreno.

Capitolo 15 Conclusioni

I dati raccolti in questo lavoro dimostrano come l'ambiente marino, a differenza di quello sub-aereo, possa costituire una fonte di informazioni fedele ed interessante, adatta alla registrazione dei principali eventi di instabilità avvenuti sul fianco NW dell'edificio di Stromboli.

I metodi classici di analisi stratigrafica e sedimentologica, accoppiati a metodi di estrazione più vulcanologica, trovano nei depositi vulcanoclastici marini, una nuova dimensione per lo studio delle frane vulcaniche, dalle quali si originano gli tsunami.

Questi metodi offrono la possibilità di ottenere nuove ed importanti informazioni circa i fenomeni di instabilità, il numero, la scala degli eventi e le probabili dinamiche di movimento.

Queste informazioni costituiscono un nuovo dataset che può essere impiegato, con notevole beneficio, negli studi di mitigazione del rischio applicati alle frane vulcaniche e agli tsunami vulcanogenici dell'intero Mar Tirreno Meridionale.

Il primo risultato rilevante, ottenuto prevalentemente grazie alle indagini geofisiche condotte nella parte sottomarina della valle della Sciara del Fuoco, è il riconoscimento dei depositi grossolani e prossimali dell'evento di instabilità del 30 dicembre 2002.

I depositi si estendono su un'area di forma allungata in direzione NNW, situata tra 1600 e 2000 m di profondità e ad una distanza di circa 6 - 8 km dalla linea di costa della Sciara del Fuoco; questi consistono in due tipologie principali di depositi i.e: i) accumuli discreti, caotici, di scorie, *clinker* e blocchi lavici; ii) coperture di sabbie vulcanoclastiche nere, contenenti frammenti decimetrici di scorie e lave (analoghi a quelli che formano la parte grossolana) frequentemente organizzate in strutture di fondo, trattive quali *ripple*.

Gli accumuli di materiali grossolani sono inoltre immersi nella matrice sabbiosa e gradano nella stessa man mano che ci si sposta *downslope*.

I frammenti più grossolani presentano caratteristiche macroscopiche e petrografiche del tutto analoghe a quelle dei prodotti che attualmente vengono emessi dal vulcano di Stromboli e vanno a costituire il riempimento della Sciara del Fuoco.

I materiali che costituiscono il deposito di frana, contrastano viceversa, con i depositi che ricoprono il fondale nelle aree prospicienti quella indagata.

Il limite del deposito grossolano è netto e segna il passaggio ad un fondale coperto da un sottile livello di fango emipelagico (0.5-1 mm) nel quale, saltuariamente, possono trovarsi accumuli di blocchi molto simili a quelli che costituiscono la parte prossimale della frana del 30 dicembre 2002, anch'essi coperti da sottili fanghi emipelagici.

Proprio la scoperta di questi ultimi depositi è la testimonianza della presenza di eventi di instabilità simili a quelli recenti avvenuti in tempi passati.

L'analisi delle caratteristiche morfologiche e tessiturali dei sedimenti ha permesso di interpretare questi depositi come messi in posto a seguito di un *debris-flow* a matrice prevalentemente sabbiosa, la cui struttura rispecchia una peculiare reologia.

A tale *debris flow* sono cogenetiche correnti torbide con capacità trattiva, generate ragionevolmente all'interfaccia acqua-sedimento dalla trasformazione superficiale del flusso grossolano, per ingestione di fluidi.

La presenza di flussi a bassa densità, capaci tuttavia di trasportare grandi quantità di materiali fini, costituisce un risultato di notevole importanza per la corretta interpretazione dei risultati ottenuti in facies distale.

A 24 km dalle coste dell'isola di Stromboli, infatti, è stato campionato un sito nel quale è registrato sia il deposito distale della frana del 30 dicembre 2002 sia numerosi altri eventi dell'instabilità recente (< 5 ka) di Stromboli.

Il processo di registrazione avviene proprio grazie ai flussi torbiditici cogenetici ai *debris flow* come quello descritto in precedenza; tali flussi, estremamente mobili e ragionevolmente dotati di notevole energia, hanno la capacità di scavalcare il margine N del canyon di Stromboli (200 m), depositando in quella posizione i sedimenti sabbiosi trasportati (figura 66).

Lo studio delle due sequenze (tramite analisi granulometrica, dei componenti e chimica degli elementi maggiori SEM-EDS) ha portato al riconoscimento di numerosi depositi tutti relazionabili ad eventi di instabilità, di intensità molto variabile, avvenuti sul fianco NW di Stromboli.

Sulla base delle analisi eseguite sulle sequenze campionate, due depositi sono stati attribuiti ad altrettanti collassi a grande scala del versante NW di Stromboli; di questi il primo è stato messo in relazione con il collasso avvenuto ragionevolmente al passaggio tra il ciclo del Neostromboli e quello dello Stromboli Recente (~ 5 ka).

Il deposito del secondo collasso, rinvenuto nelle porzioni sommitali delle due sequenze, è stato viceversa attribuito ad uno dei collassi avvenuti nel periodo dello Stromboli Recente (collasso del Pizzo sopra la Fossa e collasso della Sciara del Fuoco; < 5 ka) in precedenza già ipotizzati da [Tibaldi \(2001\)](#).

Le analisi hanno inoltre fatto nuova luce su aspetti di fondamentale importanza per la modellistica fisica, concernenti le dinamiche di movimento delle frane stesse.

All'interno dei depositi, che macroscopicamente apparivano omogenei, sono state, infatti, riconosciute particolari strutture sedimentarie (sub-unità torbiditiche) che secondo recenti interpretazioni ([Wynn e Masson, 2003](#); [Garcia, 1994](#); [1996](#)) possono essere il risultato della

deposizione progressiva da parte di singole correnti torbide generate a loro volta da un impulsi discreti di frana all'interno di un evento a carattere retrogressivo o multifase.

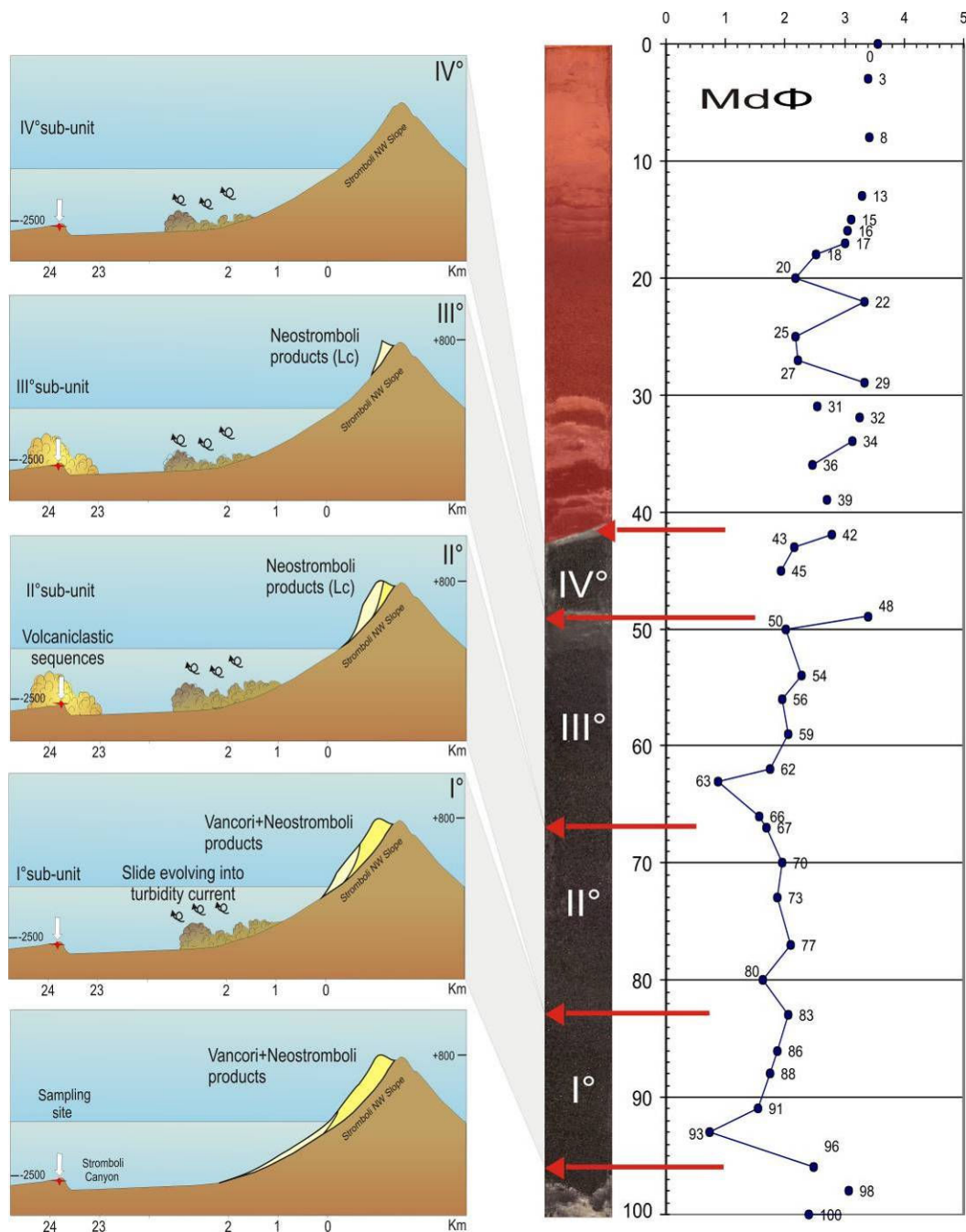


Figura 65. Modello per la genesi dei flussi torboidici e dei risultanti depositi in facies distale. Ad ogni frana sul versante NW di Stromboli corrisponde un debris flow nella porzione prossimale della SdF; il debris flow si evolve in una corrente torbida cogenetica che, dotata di una velocità e di una mobilità considerevole, è capace di trasportare sopra il fianco del canyon di Stromboli livelli di sabbie grossolane con gradazione diretta. Le correnti torbide sembrerebbero essersi deposte in rapida successione data la mancanza di sedimenti vulcanici fini o emipelagici alla testa di ogni singolo deposito (sub-unità); questo sta ad indicare che i fenomeni di instabilità che hanno generato le correnti torbide si sono susseguiti anch'essi rapidamente ragionevolmente all'interno di un evento retrogressivo.

I collassi di versante verificatisi sul fianco NW di Stromboli, sarebbero quindi generati dalla progressiva e rapida destabilizzazione di porzioni più limitate del vulcano rispetto a quelle in precedenza ipotizzate.

Le caratteristiche sedimentologiche dei depositi indicano inoltre che le frane dalle quali si sono evoluti i flussi torbiditici sono avvenute a breve distanza le une dalle altre impedendo, di fatto, la deposizione di materiali vulcanoclastici fini e di fanghi emipelagici tra le varie sub-unità torbiditiche.

Parallelamente ai depositi dei grandi collassi di versante, all'interno delle due sequenze, sono stati identificati numerosi depositi torbiditici correlabili ad altrettanti fenomeni di instabilità a media-piccola scala ($n \times 10^{6-7} \text{ m}^3$); ciò costituisce un notevole avanzamento nella attuale conoscenza sull'instabilità di versante di Stromboli in quanto mette in luce la presenza di eventi ben più frequenti rispetto ai grandi collassi di versante, di più ridotta intensità, ma anch'essi potenzialmente distruttivi (come ha dimostrato l'evento del 30 dicembre 2002).

Una volta stabilita la corrispondenza tra depositi torbiditici e frane vulcaniche, si è tentato, attraverso un puro esercizio empirico, di valutare i volumi delle frane che hanno generato i depositi stessi.

Questa operazione è stata possibile grazie al ritrovamento dei depositi distali legati alla frana del 30 dicembre 2002, sul volume della quale per altro vi è grande accordo nella comunità scientifica. Considerando che la frana del 30 dicembre 2002, del volume di 28-30 Mm^3 ha deposto in facies distale un livello di sabbia dello spessore di 2-3 cm, si è tentata una regressione diretta, mettendo in relazione n cm di spessore di un deposito in facies distale con n Mm^3 di volume della frana che lo ha generato.

L'ipotesi è stata formulata sempre considerando che il sistema sedimentario di Stromboli sia rimasto pressoché immutato nel corso degli ultimi 5 ka e che le dinamiche di franamento non abbiano subito drastici mutamenti.

Questo tentativo ha nuovamente reso evidente la presenza di fenomeni a scala tra loro sensibilmente diversa; se riferiti alla frana del 30 dicembre 2002 questi fenomeni sono in volume da un ordine di grandezza inferiori a quasi due ordini di grandezza maggiori.

Considerando i singoli livelli, un buon grado di correlazione è stato ottenuto con i volumi stimati da [Tibaldi \(2001\)](#) per il collasso del Neostromboli, mentre vi è una certa discrepanza tra i volumi da noi stimati per il collasso avvenuto nel periodo dello Stromboli Recente ed i volumi stimati

dallo stesso [Tibaldi \(2001\)](#), per entrambi i collassi dell'attività recente di Stromboli (Pizzo sopra la Fossa e/o Sciara del Fuoco).

Per quanto riguarda i depositi di minor spessore sono stati calcolati volumi paragonabili (alcune volte considerevolmente superiori) a quelli stimati per la frana del 30 dicembre 2002.

Sulla base delle informazioni ottenute dallo studio dei sedimenti si può dunque cercare di ricostruire la sequenza dei fenomeni di instabilità occorsi sul fianco NW di Stromboli nei passati 5 ka per capire come questi fenomeni si evolvano nel corso del tempo.

Alla base delle sequenze si pone un primo grande collasso di versante, verificatosi ragionevolmente alla fine del ciclo eruttivo del Neostromboli (collasso del Neostromboli); questo ha coinvolto sia i prodotti del Neostromboli che i prodotti più antichi emessi da cicli eruttivi precedenti (Vancori) probabilmente presi in carico nelle porzioni sottomarine dell'isola.

Il collasso si è verificato ragionevolmente con una dinamica retrogressiva (o multifase) in almeno 4 impulsi (ciascuno dei quali ha coinvolto volumi nell'ordine di $n \times 10^8 \text{ m}^3$), coinvolgendo un volume totale di quasi 1 km^3 .

Il collasso è stato seguito da un periodo di generale instabilità all'interno del quale si ripetono molteplici eventi di instabilità a scala più ridotta (≥ 30 Dicembre 2002), tra loro separati da brevi periodi di quiescenza (centinaia di anni?), come d'altro canto dimostrano i sottili livelli di fanghi emipelagici depositi nelle porzioni sommitali dei singoli livelli.

In seguito il fianco NW di Stromboli è nuovamente interessato da un evento di instabilità a grande scala il quale coinvolge esclusivamente i prodotti del ciclo dello Stromboli Recente presenti nel riempimento della nicchia di distacco lasciata dal precedente collasso (Neostromboli).

Il collasso dello Stromboli Recente presenta nuovamente una dinamica di tipo retrogressivo o multifase (due sub-unità torbiditiche) sebbene coinvolga un volume più ridotto di prodotti vulcanici.

Questo secondo collasso è seguito a sua volta da una fitta serie di eventi di instabilità a piccola scala (< 30 dicembre 2002) separati tra loro da brevi periodi di quiescenza.

Al termine di questo periodo di sostanziale instabilità, si instaura un lungo periodo di apparente quiescenza, nel quale riprende la normale deposizione emipelagica punteggiata da sporadici apporti provenienti dal canyon di Stromboli; il periodo è testimoniato infatti dalla deposizione di un livello di fango emipelagico giallo-bruno, dello spessore di oltre 13 cm, punteggiato di livelli discontinui e lenti sabbioso-siltose, costituite prevalentemente da frammenti di origine silicoclastica.

Il livello è fortemente bioturbato ad indicazione di una ricca attività biologica, la quale a sua volta è possibile esclusivamente in condizioni di basso apporto sedimentario.

Alla testa della sequenza torbidity è infine presente il livello attribuito all'evento di instabilità del 30 dicembre 2002 che apparentemente è il primo evento di instabilità del fianco NW dell'isola ad essere registrato dopo un lasso di tempo considerevole.

La stima del tempo intercorso tra i due più recenti eventi di instabilità non è stata possibile, attraverso metodi classici di biostratigrafia, a causa della forte bioturbazione che caratterizza i fanghi emipelagici. Alcune informazioni indicative possono però essere estrapolate considerando lo spessore del deposito fangoso e i tassi medi di deposizione rilevati nell'area durante precedenti studi.

I tassi di sedimentazione stimati nell'area di studio sono disponibili quasi esclusivamente dai risultati del progetto ODP ed in particolare dal sito 650, situato sul margine ovest del bacino del Marsili (Heike et al., 1990 - Shipboard Scientific Party, 1987, Site 650. In Kastens K. A. Mascle J., Auroux C. et al., Proc. Init. Repts. (Pt. A) ODP 107, 141-142). Qui il tasso di sedimentazione stimato si aggira tra 6 - 19 cm ka⁻¹ nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore e di circa 50 cm ka⁻¹ nel Pleistocene superiore. Una stima recentemente effettuata su una sequenza torbidity campionata su un alto strutturale nel bacino del Marsili, situato a pochi km in direzione ENE rispetto alla zona di studio (Di Roberto et al., 2006), indica un tasso di sedimentazione nell'ordine di circa 9 cm ka⁻¹ nei passati 10 ka. I differenti risultati ottenuti dai due studi sono probabilmente dovuti ad una differenza intrinseca di scala e di obiettivi che gli stessi si propongono di raggiungere.

Se da un lato infatti gli studi dell'ODP intendono far luce sulle dinamiche generali di una vasta area come quella tirrenica meridionale gli studi più recenti (Di Roberto et al., 2006), si propongono di analizzare localmente una area specifica situata al piede della *seamounts* del Marsili.

Sebbene il tasso di sedimentazione ottenuto da Di Roberto et al., (2006), sia stato ottenuto in un'area caratterizzata da un maggiore accumulo di sedimenti, questo è comunque da considerarsi il migliore disponibile per l'area di studio.

Ciò considerato, l'intervallo minimo di tempo intercorso tra l'evento del 30 dicembre 2002 e il suo più recente predecessore è da stimarsi attorno ai 1.4 ka.

Su tali basi anche il collasso a grande scala dello Stromboli Recente può essere indicativamente datato a > 1.4 ka.

Questo dato sembra essere in ottimo accordo con il rinvenimento di frammenti pumicei ragionevolmente emessi durante l'eruzione del Monte Pilato (X ciclo Lipari) datata a 580 - 749 AD.

Sebbene non ve ne sia traccia nei record sedimentari analizzati, sono tuttavia ben noti alcuni fenomeni di instabilità, che hanno preceduto l'evento del 30 dicembre 2002 in epoca storica.

Secondo le ricostruzioni recentemente proposte su basi storiche (Maramai et al., 2005), alcuni di questi fenomeni hanno coinvolto volumi ingenti di materiali e hanno causato alcuni degli tsunami più forti che hanno colpito Stromboli, e più in generale le isole Eolie, negli ultimi due secoli (1930 e del 1944 tsunami del 4° scala Ambraseys–Sieberg)

L'assenza dei depositi generati da tali frane nei record sedimentari implica che le frane stesse pur essendo capaci di generare onde di altezza considerevole (≤ 2.5 m, Maramai et al., 2005) non abbiano generato correnti torbide dotate di energia sufficiente per scavalcare il fianco del canyon di Stromboli lasciando un segno netto del loro passaggio.

In questo senso un evento di instabilità la cui intensità sia paragonabile (o di poco inferiore) a quella del 30 dicembre 2002 rappresenta il limite di risoluzione del metodo applicato.

I dati geologici ottenuti dallo studio delle sequenze campionate hanno fornito nuove informazioni riguardo le dinamiche di movimento delle frane a cui è soggetta l'isola di Stromboli, integrando le informazioni ottenute attraverso le tecniche di rilevamento a terra.

Tali informazioni costituiscono un patrimonio importantissimo per la mitigazione del rischio da tsunami nell'intero Mar Tirreno Meridionale.

Il caso di Stromboli rappresenta, infatti, uno dei pochi al mondo (Garcia, 1994, 1996; Wynn and Masson, 2003; Masson et al., 2006) che hanno permesso di rafforzare l'idea che le frane vulcaniche, in precedenza considerate come singoli eventi, possano essere in realtà il risultato di franamenti multipli.

Sulla base delle nuove informazioni, i modelli fisici attualmente disponibili per Stromboli, nei quali si riproducono frane dal volume di circa 1 km^3 , che si muovono in un singolo impulso, devono essere calibrati su eventi di volume complessivamente uguale ma ripartiti in 3-4 frazioni di volume pari a $n \times 10^8 \text{ m}^3$.

Allo stesso modo, devono essere rivisti, gli attuali modelli fisici che riproducono la genesi e la propagazione delle onde di tsunami, dal momento che eventi multipli di frana, separati tra loro da intervalli considerevoli di tempo, implicano la capacità di generare ciascuno uno tsunami potenzialmente distruttivi.

Nel caso in cui le singole frane si verificassero in rapida successione, nei modelli fisici si dovrebbe inoltre tenere conto dei possibili fenomeni di interazione fisica tra i singoli tsunami.

Il caso di Stromboli ha inoltre dimostrato che l'ambiente marino può rivestire un ruolo chiave, anche nello studio dei fenomeni di instabilità a media-piccola scala; i depositi torbiditici deposti a seguito delle frane, a differenza di quelli subaerei sono dotati di ottime capacità di preservazione, continuità spaziale e temporale, e si candidano a rappresentare uno dei marker geologici ideali per i fenomeni a questa scala.

Come ben evidenziato dalla frana del 30 dicembre 2002 questi fenomeni seppure a scala ridotta rispetto ai grandi collassi di versante possono provocare danni ingenti.

Bibliografia

- [1]. Abbruzzese, D. (1937): L'attività dello Stromboli dal 1934 al 1936. *Bulletin Volcanologique*, vol. 2, pp. 205-210.
- [2]. Able, K. W., Twitchell, D. C., Grimes, C. G., e Jones., R. S., (1987): Sidescan sonar as a tool for detection of demersal fish habitats. *Fish. Bull.* 85:725–744.
- [3]. Ablay, G.J. e Hürlimann, M., (2000): Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 103, pp.135-159.
- [4]. Allard, P., Carbonelle, J., Métrich, N., Loyer, H. e Zettwoog, P., (1994): Sulphur output and magma degassing budget of Stromboli volcano. *Nature*, vol. 368, pp. 326-330.
- [5]. Allard, P., Aiuppa, A., Loyer, H., Carrot, F., Gaudry, A., Pinte, G., Michel, A., e Dongarrà, G., (2000): Acid Gas and Metal Emission Rates during Long-lived Basalt Degassing at Stromboli Volcano, *Geophysical Research Letters*, vol. 27(8), pp. 1207-1210, 10.1029/1999GL008413.
- [6]. Adams, J., (1990): Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone: Evidence from turbidites off the Oregon- Washington margin, *Tectonics*, vol. 9, pp. 569-583.
- [7]. Andronico, D., Bertagnini, A., Corsaro, R.A., Landi, P., Miraglia, L., e Pompilio, M. (2003) : Caratteri mineralogico-petrografici dei prodotti emessi durante l'esplosione dello Stromboli del 5 Aprile 2003 (dati preliminari).
- [8]. Anastasakis, G.C. e Piper D.J.W., (1991), The character of seismo-turbidites in the S-1 sapropel, Zakynthos and Strofadhés basins, Greece, *Sedimentology*, vol. 38, pp. 717-733.
- [9]. Apuani, T., Corazzato, C. e Tibaldi, A., (2005): Physical and mechanical properties of rock masses at Stromboli: a dataset for flank instability evaluation. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, vol. 64, 4, pp. 419-431.
- [10]. Belderson, R.H, Kenyon, N.H., e Stride, A.H. (1974): Features of submarine volcanoes shown on long range sonographs. *Journal of the Geological Society of London*, vol. 130, pp. 403-410.
- [11]. Baldi, P., Belloli, F., Fabris, M., Marsella, M., Ponticelli, R., Signorotto V., (2003): La fotogrammetria digitale differenziale del versante della Sciara del Fuoco (isola di Stromboli) dopo l'evento del 30 Dicembre 2002. *7a Conferenza Nazionale ASITA "L'informazione territoriale e la dimensione del tempo"*, Verona 28–31; Ottobre 2003.
- [12]. Baldi, P., Fabris, M., Marsella, M., e Monticelli, R., (2005): Monitoring the morphological evolution of the Sciara del Fuoco during the 2002-2003 Stromboli eruption using multi-temporal photogrammetry, *Journal of International Society of Photogrammetry and remote Sensing*, vol.59/4, pp. 199-211.

- [13]. Barberi, F., Rosi, M., Sodi, M. (1993): Volcanic assessment at Stromboli based on historical data, *Acta Volcanologica*, vol. 3, pp. 123-145.
- [14]. Barszczus, H.G., Filmer, P.E. e Desonie, D. (1992): cataclysmic collapses and mass wasting processes in the Marquesas. *Eos, Transaction of American Geophysical Union*, vol. 73, pp. 313.
- [15]. Beccaluva, L., Gabbianelli, G., Lucchini, F., Rossi, P.L., e Savelli, C., (1985): Petrology and K/Ar ages of volcanic dredged from the Eolian seamounts: implications for geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian basin. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 74, pp. 187-208.
- [16]. Beget, J.E, e Kienle, J., (1992): Cyclic formation of debris avalanche at Mt.St. Augustine volcano: *Nature*, vol. 356, pp. 701-704.
- [17]. Bertagnini A., e Landi P., (1996): The Secche di Lazzaro pyroclastics of Stromboli volcano: a phreatomagmatic eruption related to the Sciara del Fuoco sector collapse. *Bulletin of Volcanology*, vol. 58 (2/3), pp. 239-245.
- [18]. Bertagnini, A., Coltelli, M., Landi, P., Pompilio, M., e Rosi, M., (1999): Violent explosions yield new insights into dynamics of Stromboli volcano. *EOS*, vol. 80, n°. 52, pp. 633-636.
- [19]. Bonaccorso, A., Calvari, S., Garfi, L. e Patanè D., (2003): Dynamics of the December 2002 flank failure and tsunamis at Stromboli volcano inferred by volcanological and geophysical observations, *Geophysical Research Letters*, vol. 30, n° 18.
- [20]. Bortolucci, E. (2001): Modelli dinamici di frane e dei maremoti indotti. PhD Thesis, Dottorato di Ricerca in Fisica, XIV Ciclo, a.a. 2000–2001, Università di Bologna, Bologna, pp. 1–126.
- [21]. Brantley e Scott, (1993): The Danger of Collapsing Lava Domes: Lessons for Mount Hood, Oregon, in *Earthquakes & Volcanoes*, v.24, n.6.
- [22]. Calvari S., Spampinato L., Lodato L., Harris A.J., Patrick M.R., Dehn J., Burton, M.R., e 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. *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, B02201, doi:10.1029/2004JB003129.

- [23]. Carracedo, J. C., (1996): A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands. In *Volcano Instability on the Earth and other Planets* (eds X. McGuire, X. Jones and X. Neuberg), pp. 125–35. *Geological Society Special Publication* no. 110.
- [24]. Chiocci, F.L., Bosman, A., Romagnoli, C., Tommasi, P., De Alteris, G., (2003): The December 2002 Sciara del Fuoco (Stromboli Island) submarine landslide: a first characterisation. EGS-GUEUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003, *Geophysical Research Abstracts*, vol.5,
- [25]. Cortese, M., Frazzetta, G., La Volpe, L., (1986): Volcanic history of Lipari (Aeolian islands, Italy) during the last 10.000 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 27, pp. 117-133.
- [26]. Day, S.J., (1996): Hydrothermal pore fluid pressure and the stability of porous, permeable volcanoes. In: McGuire, W.C., Jones, A.P., Neuberg, J. Eds., *Volcano Instability on the Earth and Other Planets. Geological Society of London, Special Publication*, vol.110, pp. 77–93.
- [27]. De Fino, M., La Volpe, L., Falsaperla, S., Frazzetta, G., Neri, G., Francalanci, L., Rosi, M. e Sbrana A., (1988): The Stromboli eruption of December 6, 1985 - April 15, 1986: volcanological, petrological and seismological data. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, vol. 43, pp. 1021-1038.
- [28]. Di Roberto, A., Rosi, M., Bertagnini, A., Del Principe, A., Marani, M. e Gamberi, F., (2007): Deep water gravity core from the Marsili basin (Thyrrhenian Sea) records Pleistocenice-Holocenic explosive events and instability of Aeolina Archipelago (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, submitted.
- [29]. Dolan, J.E., Beck, C., e Ogawa, Y., (1989). Upslope deposition of extremely distal turbidites: an example from the Tiburon Rise, west-central Atlantic. *Geology*, 17, 990–994.
- [30]. Elsworth, D., e Voight, B., (1996): Evaluation of volcano flank instability triggered by dike intrusion. In: McGuire, W.C., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets. Geological Society of London, Special Publication*, vol. 110, pp. 45–53.
- [31]. Field, M.E. (1984): The Submarine Landslide of 1980 off Northern California, *U.S. Geological Survey Circular*, vol. 938, pp. 65-72.
- [32]. Filmer, P. E. , M. K. McNutt, H. F. Webb e D. J. Dixon (1994): Volcanism and archipelagic aprons in the Marquesas and Hawaiian Islands, *Marine Geophysical Researches*, vol. 16 - 5, pp. 385-406.

- [33]. Finizola, A., Sortino, F., Lénat, e Valenza, M. (2002): Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Island, Italy) from self potential and CO₂ survey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 116, pp. 1-18.
- [34]. Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.F. Aubert, M., Ripepe, M. e Valenza, M. (2003): The summit hydrothermal system of Stromboli. New insights from self-potential, temperature, CO₂ and fumarolic fluid measurements, with structural and monitoring implications, *Bulletin of Volcanology*, vol.65 - 7, pp. 486-504.
- [35]. Fish, J.P. e H.A. Carr, (1991): Sound Underwater Images, A guide to the generation and interpretation of sidescan sonar data, second edition, Lower cape Publishing, Orleans, MA.
- [36]. Folk RL, Ward WC. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 27, pp. 3-26.
- [37]. Fornari, D.J. & Campebell, J.F., (1987): Submarine topography around the Hawaiian Islands, *U.S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 1350, pp.109-124.
- [38]. Francis, P.W. (1994): Large volcanic debris avalanche in the central Andes. In: Proceedings of International Conference on Volcano Instability on the Earth and Other Planets, *The Geological Society of London*, abstract volume.
- [39]. Francalanci, L., Manetti, P., e Peccerillo, A. (1989): Volcanological and magmatological evolution of Stromboli volcano (Aeolian Islands): the roles of fractional crystallization, magma mixing, crustal contamination and source heterogeneity. *Bulletin of Volcanology* , vol.51, pp. 355-378.
- [40]. 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 the lavas and pyroclastic rocks. *Acta Vulcanologica* , vol. 3, pp. 127-151.
- [41]. Gamberi, F., Marani, M.P., Landuzzi, V., Magagnoli, A., Penitenti, D., Rosi, M., Bertagnini, A., e Di Roberto, A., (2006): Sedimentologic and volcanologic investigation of the deep Tyrrhenian sea: preliminary result of Cruise VST02, *Annals of Geophysics*. ai: www.earth-prints.org:2122/1071, <http://hdl.handle.net/2122/1071>
- [42]. Garcia, M.O., e Hull, D.M. (1994): Turbidites from giant Hawaiian landslides: Results from Ocean Drilling Program Site 842. *Geology*, vol. 22, pp.159-162.
- [43]. Garcia, M.O. (1996): Turbidites from slope failures on Hawaiian volcanoes. In: McGuire, W.J., Jones. A.P.& Neuberg J. (eds), *Volcano instability of the Earth and Other Planets. Special Publication of the Geological Society of London*, vol.110, pp. 281-292.

- [44]. Gillot P.Y., (1984): Datation par la methode du potassium-argon de roches volcaniques recentes (Pleistocenes et Holocenes). Contributions à l'étude chronostratigraphique et magmatique des provinces volcaniques de la Campanie, des Iles Eoliennes, de Pantelleria (Italie du Sud) et de la Reunion (Ocean Indien). Tesi Dottorato Ricerca Univ. Paris Sud. 249 pp.
- [45]. Gillot P.Y., e Keller J., (1993): Radiochronological dating of Stromboli. *Acta Vulcanologica*, vol. 3, pp. 69-78.
- [46]. Gioncada, A., Mazzuoli, R., Bisson, M., and Pareschi, M.T., (2003): Petrology of volcanic products younger than 42 ka on the Lipari-Vulcano complex (Aeolian Islands, Italy): An example of volcanism controlled by tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 122, pp. 191–220, doi: 10.1016/S0377-0273(02)00502-4.
- [47]. Goldfinger, C., H. Nelson, e Johnson, J.E., (1999): Holocene recurrence of Cascadia great earthquakes based on the turbidite event record: *Eos Transactions. AGU*, vol. 80, F1024.
- [48]. Goldfinger, C., Nelson, C. H., e Johnson, J.E., (2000): Holocene Seismicity of Cascadia Subduction Zone Based on the Turbidite Event Record, *Proceedings Volume of the 3rd Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System Sept. 6-8, 2000, Stanford University, School of Earth Sciences*.
- [49]. Goldfinger, C., Nelson, C. H., Johnson, J. E., (2003): “Holocene earthquake records from the Cascadia subjection zone and Northern San Andreas fault based on precise dating of offshore turbidites: *Annual Review of Earth Planetary Science*, vol. 31, pp. 555-577.
- [50]. Grantz, A., Phillips R.L., Mullen M.W., Starratt S.W., Jones G.A., Naidu S.S. and Finney B.P., (1996): Character, paleoenvironment, rate of accumulation, and evidence for seismic triggering of Holocene turbidites, Canada abyssal plain, Arctic Ocean, *Marine Geology*, vol. 133, pp. 51-73.
- [51]. Hayashi J.N., e Self S., (1992): A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, pp. 9063–9071.
- [52]. Harbitz, C., Pedersen, G. e Gjevik, B., (1993): Numerical simulations of large water waves due to landslides. *Journal of Hydraulic Engineering*, vol. 119, pp. 1325-1342.

- [53]. Heike, W., Glacon, G., Hasegawa, S., Muller, C. and Peypouquet, J.P., (1990): Sedimentation in the Marsili basin during Quaternary. Shipboard Scientific Party, 1987, Site 650. In Kastens K. A. Mascle J., Auroux C. et al., *Proc. Init. Repts. (Pt. A) ODP*: 255-289.
- [54]. Holcomb, R.T. e Searle, R.C. (1991): Large landslides from oceanic volcanoes. *Marine Geotechnology*, vol.10, pp. 19-32.
- [55]. Hornig-Kjarsgaard, I., Keller J., Koberski U., Stadlbauer E., Francalanci L. e Lenhart R., (1993): Geology, stratigraphy and volcanological evolution of the island of Stromboli, Aeolian Arc, Italy, *Acta Vulcanologica*, vol. 3, pp. 21-68.
- [56]. Holcomb, R.T. e Searle, R.C. (1991): Large landslides from oceanic volcanoes. *Marine Geotechnology*. vol. 10, pp.10-32.
- [57]. Inmann, D.L., (1952): Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 22, pp. 125-145.
- [58]. Inokuchi, T.,(1988): Gigantic Landslides and Debris Avalanches on Volcanoes in Japan - Case Studies on Bandai, Chokai and Iwate Volcanoes - Bosai Kagaku Gijutsu Kenkyujo Kenkyu Hokoku, *Report of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention*, pp. 163-275.
- [59]. Inouchi, Y., Kinugasa, Y., Kumon, F., Nakano, S., Yasumat, S., e Shiki, T., (1996): Turbidites as records of intense palaeoearthquakes in Lake Biwa, Japan, *Sedimentary Geology*, vol. 104, pp. 117- 125.
- [60]. Johnson, W., (1987): Large-scale volcanic cone collapse: the 1888 slope failure of Ritter volcano. *Bulletin of Volcanology*, vol. 49, pp. 669-679.
- [61]. Karlin, R.C. e Abella, S.E.B, (1992): Paleoearthquakes in the Puget Sound region recorded in sediments from Lake Washington, U.S.A., *Science*, vol. 258, pp. 1617-1620.
- [62]. Kastens, K.A. (1984): Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian Ridge, *Marine Geology*, vol. 55, pp. 13-33.
- [63]. Keating, B. H. e McGuire, W. J.: Island edifice failures and associated tsunami hazards, *Pure Applied Geophysics*, vol. 157, pp. 899–955.
- [64]. Keller, J., Hornig-Kjarsgaard, I., Koberski, U., Stadlbauer, E. e Lenhart, R., (1993): Geological map of the island of Stromboli. *Acta Vulcanologica*, vol. 3.
- [65]. Kidd, R.B., Lucchi, R.G., Gee, M., e Woodside, J.M. (1998): Sedimentary processes in the Stromboli canyon and Marsili Basin, SE Tyrrhenian sea: results from side-scan sonar surveys. *Geo Marine Letters*, vol. 18, pp.146–154.
- [66]. Kim, S. B., Chough, S. K., e Chun, S. S., (1995): Bouldery deposits in the lowermost part of the Cretaceous Kyokpori Formation, SW Korea: Cohesionless debris

- flows and debris falls on a steep-gradient delta slope: *Sedimentary Geology*, v. 98, p. 97–119.
- [67]. Kneller, B., e McCaffey, W., (1999): Depositional effects of flow non uniformity and stratification within turbidity current approaching a bounding slope: deflection, reflection and facies variation. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 69 – 5. pp. 980-991.
- [68]. Kneller, B., e McCaffey, W., (2003): The interpretation of vertical sequences in turbidite beds: the influence of longitudinal flow structure. *Journal of sedimentary geology*, vol. 73, 5, pp. 706-713.
- [69]. Kokelaar, P., e Romagnoli, C., (1995): Sector collapse, sedimentation and clast population evolution at an active island-arc volcano: Stromboli, Italy. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 57, n° 4, pp. 240-262.
- [70]. La Rocca, M., Saccorotti, G., Del Pezzo, E., e Ibanez J., (2004): Probabilistic source location of explosion quakes at Stromboli volcano estimated with double array data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research (ISSN: 0377-0273)*; vol. 131, 1, pp. 123-142 (20).
- [71]. Labazuy, P., (1996): Recurrent landslide events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). In: *Volcano Instability on the Earth and Other Planets* (W.J. McGuire, A.P. Jones and J. Neuberg, eds), *Geological Society of London*, vol. 110, pp. 295–306.
- [72]. Landi, P., Metrich, N., Bertagnini, A., e Rosi, M., (2004): Dynamics of magma mixing and degassing recorded in plagioclase at Stromboli (Aeolian Islands, Italy), *Contribution to Mineral Petrology*, vol. 147: pp. 213-227.
- [73]. Leyrit, H., (2000): Flank collapse and debris avalanche deposits, In: Leyrit, H., Montenat, C. (Eds.), *Volcaniclastic Rocks, from Magmas to Sediments*, Gordon and Breach Science Publishers, pp. 111-129.
- [74]. Lenat, J.F., Vincent, P., e Bachelery, P., (1989): The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean); Structural and geomorphological, interpretation from seabeam mapping, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 36, pp. 1-36.
- [75]. Lipman, P.W., e Mullineaux, D., (Eds.). (1981): The 1980 eruption of Mount St. Helens, *U.S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 1250, Washington, pp. 844.
- [76]. Lurton, X., (2002): *An Introduction to Underwater Acoustics, Principles and Applications*, Springer in association with Praxis Publishing, pp. 3.
- [77]. Lucchi, R. G., e Kidd, R. B., (1998): Sediment provenance and turbidity current

- processes at the Lametini Seamounts and Stromboli Canyon, SE Tyrrhenian Sea, *Geo-Marine Letters*, vol. 18, pp. 155-164.
- [78]. Maramai, A., Graziani, L., Alessio, G., Burato, P., Colini, L., Cucci, L., Nappi, R., Nardi, A., e Vilardo, G., (2005): Near- and far-field survey report of the 30 December 2002 Stromboli (Southern Italy) tsunami. *Marine Geology*, vol. 215, 1-2, pp. 93-106.
- [79]. Maramai, A., Graziani, L., e Tinti, S., (2005): Tsunami in the Aeolian islands (southern Italy): a review, *Marine Geology*, vol. 215, pp. 11–21.
- [80]. Martí, J., Hürlimann, M., Ablay, G.J. e Gudmundsson, A., (1997): Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands, *Geology*, vol. 25, pp. 879-882.
- [81]. Masson, D.G., Harbitz, C.B., Wynn, R.B., Pedersen, G., Lovholt, F., (2006): Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transaction*, vol. 15, pp. 2009-39.
- [82]. Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. e Canals, M., (2002): Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, vol. 57, pp. 1-35.
- [83]. McGuire W.J., (2003): Volcano instability and lateral collapse, *Revista*, vol.1, 33-45.
- [84]. McGuire, W.J., (2006): Global risk from extreme geophysical events: threat identification and assessment, *Philosophical Transaction R. Soc. A*, vol. 364, 1845, pp. 1889 – 1909.
- [85]. Metrich N., Bertagnini A., Landi P., e Rosi M., (2001): Crystallization Driven by Decompression and Water Loss at Stromboli Volcano (Aeolian Islands, Italy). *Journal of Petrology*, vol. 42 - 8, pp. 1471-1490.
- [86]. Moore, J.G., D.A. Clague, R.T. Holcomb, Lipman P.W, Normark, W.R., e Torresan, M.E., (1989): Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge, *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, pp. 17465-17484.
- [87]. Moore, J.G., Normark W.R. e Holcomb R.T., (1994): Giant Hawaiian landslides: *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, vol. 22, pp. 119-144.
- [88]. Muck, M.T., e Underwood, M.B., (1990): Upslope flow of turbidity currents: a comparison among field observations, theory, and laboratory models. *Geology*, vol. 18, pp. 54–57.
- [89]. Murty, T.S., (2003): Tsunami Wave Height Dependence on Landslide Volume, *Pure and Applied Geophysics*, vol. 160/ 10-11, pp. 2147-2153.

- [90]. Nakajima, T., e Kanai, Y., (2000): Sedimentary features of seismoturbidite triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea, *Sedimentary Geology*, vol. 135, pp. 1- 19.
- [91]. Nelson, C.H., Savoye B., Rehault J.P. e Escutia C., (1995): Interfingering of Western Corsican margin aprons with the Var Fan lobe and an apparent Late Quaternary Corsican paleoseismic event, in: *International Association of Sedimentologists 16th Region European Meeting*, Aix-les-Bains, Savoie France, Abstracts volume, pp. 113.
- [92]. Nelson, C.H., Goldfinger, C., J. E. Johnson, Dunhill G., Vallier T.L., Kashgarian M., e McGann M., (2002): Turbidite event history: methods and implications for Holocene paleoseismicity of the Cascadia subduction zone: *U.S. Geological Survey Open File and Cascadia Earthquake Hazards Professional Paper*.
- [93]. Nelson, C.H., C. Goldfinger, J.E. Johnson e G. Dunhill (2003): Paleoseismic history of the Cascadia subduction zone derived from turbidite stratigraphy, *U.S. Geological Survey Professional Paper*
- [94]. Niemi, T.M. e Ben-Avraham Z., (1994): Evidence for Jericho earthquakes from slumped sediments of the Jordan River delta in the Dead Sea, *Geology*, vol. 22, pp. 395-398.
- [95]. Okal, E.A., Synolakis, C.E., Yalciner A.C. (2004): The Amorgos, Greece earthquake and tsunami of 09 July 1956: Focal mechanism and field survey. *American Geophysical Union, Fall Meeting*. OS23D-1358.
- [96]. Ollier, G., Cochonat, P., Lenat, J.F., e Labazuy, P., (1998): Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems: an example from La Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean, *Sedimentology*, vol. 45, pp. 293–330.
- [97]. Peccerillo, A., Taylor, S.R., (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamaonu area, North Turkey. *Contribution to Mineral Petrology*, vol. 58, pp. 63-81.
- [98]. Pino, N. A., Ripepe, M., e Cimini, G. B.(2004): The Stromboli volcano landslides of December 2002: A seismological description, *Geophysical Research Letters*, vol. 31, L02605, doi:10.1029/2003GL0118385.
- [99]. Ponte, G. (1921): La formidabile esplosione dello Stromboli del 1916. *Memorie Regia Commissione Geologica Italiana*, vol. 7, pp. 1– 34 (in Italiano).
- [100]. Revil, A., Finizola, A., Sortino, F. e Ripepe M., (2004): Geophysical investigation at Stromboli volcano, Italy: implication for ground water flow and paroxysmal activity. *Gephis. J. Int.* 157, pp.426-440.
- [101]. Renzulli, A. e Santi, P. (1997): Sub-volcanic crystallization at Stromboli (Aeolian Islands, southern Italy) preceding the Sciara del Fuoco sector collapse: evidence from monzonite lithic suite. *Bulletin of Volcanology*, vol. 59 : pp. 10–20.

- [102]. Rittman, A., (1931): Der ausbruch des Stromboli am 11 September 1930. *Zeitschrift für vulkanologie*, vol. 14, pp. 47-77.
- [103]. Romagnoli, C., Kokelaar, P., Rossi, P.L., e Sodi, A., (1993): The submarine extension of Sciara del Fuoco feature (Stromboli isl.): morphologic characterization. *Acta Vulcanologica*, vol. 3, pp. 91-98.
- [104]. Romagnoli, C., e Tibaldi, A., (1994): Volcanic collapse in different tectonic settings: an example from the Aeolian Arc, Italy. *Proc Int. Conference on Volcano Instability on the Earth and Other Planets. The Geological Society of London*.
- [105]. Rosi, M., Bertagnini, A., e Landi, P., (2000): Onset of the persistent activity at Stromboli Volcano (Italy). *Bulletin of Volcanology*, vol. 62 (4/5), 294-300.
- [106]. Rothwell, R. G., Thomson, J. e Kahler, G., (1998): Low sea-level emplacement of a very large Late Pleistocene 'megaturbidite' in the western Mediterranean Sea. *Nature*, 392, 377-380.
- [107]. Satake, K. e Y. Kato, (2001): The 1741 Oshima-Oshima Eruption: Extent and Volume of Submarine Debris Avalanche, *Geophysical Research Letters*, vol. 28, pp. 427-430.
- [108]. Self, S., e Rampino, M., (1981): The 1883 eruption of Krakatau, *Nature*, vol. 292, pp. 699-704.
- [109]. Sherman, S.B., Garcia, M.O., e Takahashi, E., (2002): Geochemistry of volcanic glasses from piston cores taken north of O'ahu and Moloka'i islands, Hawaii. In: *Takahashi, E., Lipman, P.W., Garcia, M.O., Naka, J., Aramaki, S. (Eds.), Hawaiian Volcanoes: Deep Underwater Perspectives. American Geophysical Union Geophysics Monographies*, vol. 128, pp. 263– 277.
- [110]. Shiki, T., Kumon, F., Inouchi, Y., Kontani, Y., Sakamoto, T., Tateishi, M., Matsubara, e H., Fukuyama, K., (2000): Sedimentary features of the seismo - turbidites, Lake Biwa, Japan, *Sedimentary Geology*, vol. 135, pp. 37- 50.
- [111]. Siebert, L., (1984): Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 22, pp. 163-197.
- [112]. Smith, M.S. e Shepherd, M.F. (1995): Tsunamigenic landslides at Kick'em Jenny. In: McGuire, W.J., Jones, A.P. & Neuberg (eds), *Volcano instability on the Earth and Other Planets. Special Publication of the Geological Society of London*, vol.110, pp.115-124.
- [113]. Spadaro, F.R., Lefèvre, R.A., e Ausset, P., (2002): Experimental rapid alteration of basaltic glass: Implications for the origins of atmospheric particulates, *Geology*, vol. 30; no. 8; pp. 671-674.

- [114]. Stanley, J e Goddio, F., (2000): Floods, Tsunamis, Sediment Failure and Destruction of Coastal Nile Delta Cities From 4th. To 9th. Centuries A.D.. Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl., vol. 81 (48),
- [115]. Stopes, G.R. e Sheridan, M.F., (1992): Giante debris avalanche from the Colima volcanic complex, Mexico: implications for long-runout landslides (>100 km) and hazard assessment. *Geology*, vol. 20, pp. 299-302.
- [116]. Stow, D.A.V. e Bowen, A.J., (1980): A physical model for the transport and sorting of fine grained sediment by turbidity currents, *Sedimentology*, vol. 27, pp. 31–46.
- [117]. Stroncik, N. A. e Schmincke, H.U., (2002): Palagonite - a review. *International Journal of Earth Sciences*, DOI 10.1007/s00531-001-0238-7
- [118]. Tanner L.H. e Calvari S., (2004): Unusual sedimentary deposits on the SE side of Stromboli volcano, Italy: products of a tsunami caused by the ca. 5000 years BP Sciara del Fuoco collapse?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 137 - 4, pp. 329-340.
- [119]. Tibaldi A., Pasquaré G., Francalanci L., e Garduno V.H., (1994): Collapse type and recurrence at Stromboli volcano, associated volcanic activity, and sea level changes. *Atti Conv. Lincei*, vol. 112, pp. 143-152.
- [120]. Tibaldi A. (1996): Mutual influence of dyking and collapses at Stromboli volcano, Aeolian Arc, Italy. *Volcano Instability. Spec. Publ.*, Geological Society of London, vol. 110, pp. 55-64.
- [121]. Tibaldi A., (2001): Multiple sector collapses at Stromboli volcano, Italy: how they work. *Bulletin of Volcanology*, vol. 63 (2/3), pp. 112-125.
- [122]. Tibaldi, A., Corazzato, C., Apuani, T., Cancelli, A., (2003): Deformation at Stromboli volcano (Italy) revealed by rock mechanics and structural geology, *Tectonophysics*, vol. 361, issue 3-4, pp.187-204.
- [123]. Tibaldi, A., (2003): Influence of cone morphology on dykes, Stromboli, Italy *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 126, 1-2, pp. 79-95.
- [124]. Tibaldi, A., (2004): Major changes in volcano behavior after a sector collapse: insights from Stromboli, Italy. *Terra Nova*, vol. 16, pp. 2-8.
- [125]. Tibaldi A. e Pasquarè G., 2004. Geological Map of Stromboli. National Project on 1:50.000 Prototype Map Atlas, CNR-SGN-CARG, with a 1:10,000 map. In press.
- [126]. Tinti, S. and Maramai, A., 1996, Catalogue of tsunamis generated in Italy and in Côte d'Azur, France: a step towards an unified catalogue of tsunamis in Europe, *Annals of Geophysics*, vol. XXXIX 6,1253–1299.

- [127]. Tinti, S., Bortolucci, E., e Vannini, C., (1997): A block-based theoretical model suited to gravitational sliding. *Natural Hazards*, vol. 16, pp.1–28.
- [128]. Tinti, S., Bortolucci, E., Armigliato A., (1999): Numerical simulation of the landslide-induced tsunami of 1988 in Vulcano island, Italy. *Bulletin of Volcanology* , vol. 61, pp. 121–137.
- [129]. Tinti, S., (1999c): Modeling a possible Holocenic landslide-induced tsunami at Stromboli volcano, Italy. *Physic and Chemical of Earth*, vol. 24, pp. 423-429.
- [130]. Tinti, S., e Bortolucci E., (2000b): Energy of water waves induced by submarine landslides. *Pure and Applied Geophysics*, vol. 157, pp. 281–318.
- [131]. Tinti, S., Bortolucci E.,e Romagnoli, C., (2000): Computer simulations of tsunamis due to flank collapse at Stromboli, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 96, pp.103-128.
- [132]. Tinti, S., e Bortolucci, E., (2001): Impact on Calabria and Sicily of a large tsunamigenic collapse of Stromboli volcano. *ITS proceeding*, session 6, number 6-5.
- [133]. Tinti, S., Bortolucci, E., e Chiavettieri, C., (2001): Tsunami excitation by submarine slides in shallow-water approximation. *Pure and Applied Geophysics*, vol. 158, pp. 759–797.
- [134]. Tinti, S., Pagnoni, G., Zaniboni, F., e Bortolucci, E., (2003): Tsunami generation in Stromboli and impact on the south-east Tyrrhenian coasts. *Natural Hazards Earth System Sciences*, vol. 3, pp. 299–309.
- [135]. Tinti, S., Pagnoni, G., Zaniboni, F., (2006): The landslides and tsunamis of the 30th of December 2002 in Stromboli analysed through numerical simulations, *Bulletin of Volcanology*, vol.65, 5, pp. 462-479.
- [136]. Tinti, S., Maramai, A., e Graziani L., (2004): The new catalogue of Italian tsunamis. *Natural Hazards*, vol. 33, pp. 439–465.
- [137]. Tinti, S., Manucci A., Pagnoni G., Armigliato A., Zaniboni F., (2005a): The 30th December 2002 tsunami in Stromboli: sequence of the events reconstructed from the eyewitness accounts. *Natural Hazards Earth System Sciences*, vol. 5, pp. 763–775.
- [138]. Tinti, S., Maramai A., Armigliato A., Graziani L., Panucci A., Pagnoni G., e Zaniboni F., (2005b): Quantitative observations of the physical effects of the Stromboli tsunamis occurred on December 30, 2002. *Bulletin of Volcanology*.
- [139]. Tommasi, P., Chiocci, F.L., Marsella, M., Coltelli, M., e M. Pompilio, (2003): Preliminary analysis of the December 2002 instability phenomena at Stromboli volcano, in: *Occurrence and mechanisms of flow-like landslides in natural slopes and earthfills*, pp. 297-303.

- [140]. Ui, T., (1983): Volcanic dry avalanche deposits – identification and comparison with non volcanic debris stream deposits, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 18, pp. 135-150.
- [141]. Urick, R.J., (1983): Principles of Underwater Sound, *Peninsula Publication.*, 423 pp.
- [142]. Ventura, G., Favalli, M., Pareschi, M. T., Karátson, D. e Mazzuoli, R., (2006): Pleistocene sector collapses in the Aeolian Islands: tsunami hazard implications. *Geophysical Research Abstracts*, 8, 06618.
- [143]. Voight, B., Glicken, H., Janda, R.J. e Douglas, P.M., (1981): Catastrophic rockslide avalanche of may 18. In: P.W. Lipman and D.R. Mullineaux (Editors), The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 1250, pp. 347-377.
- [144]. Ward, S. N., e S. Day, (2001): Cumbre Vieja Volcano—Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands: *Geophysical Research Letters*, vol. 28, pp. 3397-3400, 10.1029/2001GL013110.
- [145]. Ward, S.N. e Day, S.J., (2003): Ritter Island Volcano - Lateral collapse and tsunami of 1888: *Geophysical Journal International*, vol. 154, pp. 891 - 902.
- [146]. Watkins, N. D., Sparks, R. S. J., Sigurdsson, H., Huang, T. C., Federman, A., Carey, S., e Ninkovich, D., (1978): Volume and extent of the Minoan tephra from Santorin volcano: New evidence from deep-sea sediment cores, *Nature*, vol. 271, pp. 122-126.
- [147]. Weaver, P.P.E., Masson, D.G. e Kidd, R.B. (1994): Slumps, slides, and turbidity currents-sealevel changeand sedimentation in the Canary basin. *Geoscientist*, vol. 4, 1, pp.14-16.
- [148]. Wentworth, C.R., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Jour. Geology*, vol. 30, pp. 377-392.
- [149]. Williams, H., e McBirney , A.R., (1979): *Volcanology*. Freeman, Cooper, San Francisco, CA, 397 pp.
- [150]. Wynn R.B., Masson D.G., Stow D.A.V., e Weaver P.P.E., (2000): Turbidity current sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands, *Marine Geology*, vol. 163, 1, pp. 185-198.
- [151]. Wynn, R.B. e Masson, D.G. (2003): Canary Islands landslides and tsunami generation. In: *Proc. 1st Int. Symposium on Submarine Mass Movements and their Consequences* (Ed. by J. Mienert and J. Locat), Kluwer, Dordrecht, 325-332.

- [152]. Zaniboni, F. (2004): Modelli numerici di evoluzione di frane con applicazione a casi di frane tsunamigeniche subaeree e sottomarine. PhD Thesis, Dottorato di Ricerca in Modellistica Fisica per la Protezione dell'Ambiente, XVI Ciclo, a.a. 2003–2004, Università di Bologna, Bologna, pp. 1–112.

Ringraziamenti:

...i miei più sentiti ringraziamenti vanno a tutti coloro hanno contribuito anche solo in parte a portare a compimento questa nuova esperienza...

...i più sentiti ringraziamenti vanno al Prof. Mauro Rosi, con l'aiuto del quale, ho potuto ottenere risultati estremamente incoraggianti e, grazie al quale, sono notevolmente cresciuto dal punto di vista professionale (così almeno spero) ...

...ad Antonella Bertagnini con la quale ci siamo frequentemente confrontati durante tutto lo svolgimento del progetto, in campagna ed in laboratorio ma, soprattutto, nel suo ufficio, alla cui porta ho bussato spesso in cerca di aiuto...

...a Michael Marani e Fabiano Gamberi per avermi aiutato e guidato durante le campagne oceanografiche e durante lo studio dei sedimenti, per tutti i dati fornitomi e soprattutto per la calda accoglienza e l'ospitalità che mi hanno sempre riservato durante le visite a Bologna.

...a Marco Pistolesi, Alessandra Cecchetti, Maurizio Gemelli, Laura Pioli e Geoffrey Giudetti con i quali ho condiviso i momenti più belli e quelli più brutti...

...a Massimo Pompilio e Fabio Speranza per il prezioso aiuto nel campionamento sull'isola di Stromboli...

		3		8		13		15		16		17		18	
		VST02-16		8		13		15		16		17		18	
Peso totale (g)		%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso
Diametri (mm/μ)	Φ														
>64 mm	-6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
32-64 mm	-5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16-32 mm	-4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8-16 mm	-3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4-8 mm	-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2-4 mm	-1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2000 - 1000	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1000 - 500	1	0.00	0.00	0.20	2.70	0.08	1.08	0.10	1.35	0.40	5.41	0.40	5.41	0.50	6.76
500 - 250	2	0.10	1.35	0.20	2.70	1.11	15.00	0.80	10.81	2.20	29.73	1.70	22.97	4.00	54.05
250 - 125	3	2.30	31.08	1.80	24.32	4.79	64.73	3.00	40.54	7.30	98.65	5.40	72.97	9.50	128.38
125 - 63	4	3.30	44.59	3.20	43.24	5.10	68.92	3.90	52.70	6.30	85.14	4.50	60.81	4.30	58.11
63 - 32	5	1.70	22.97	1.80	24.32	3.75	50.68	1.30	17.57	3.50	47.30	2.40	32.43	0.50	6.76

		20		22		25		27		29		31		32	
		VST02-16		22		25		27		29		31		32	
Peso totale (g)		%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso
Diametri (mm/μ)	Φ														
>64 mm	-6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
32-64 mm	-5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16-32 mm	-4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8-16 mm	-3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4-8 mm	-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2-4 mm	-1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2000 - 1000	0	0.10	1.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	1.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1000 - 500	1	1.30	17.57	0.24	3.24	0.80	10.81	1.00	13.51	0.12	1.62	0.20	2.70	0.10	1.35
500 - 250	2	4.80	64.86	0.85	11.49	6.20	83.78	6.20	83.78	1.39	18.78	5.40	72.97	0.80	10.81
250 - 125	3	8.90	120.27	3.51	47.43	10.40	140.54	9.10	122.97	4.07	55.00	14.60	197.30	3.10	41.89
125 - 63	4	2.20	29.73	4.86	65.68	1.90	25.68	2.60	35.14	2.52	34.05	5.20	70.27	4.00	54.05
63 - 32	5	0.20	2.70	3.28	44.32	0.10	1.35	0.70	9.46	4.65	62.84	0.90	12.16	2.20	29.73

Campione	VST02-16	34		36		39/40		42		43		45		48	
		Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%
Peso totale (g)		25.00		21.60		16.40		15.00		26.69		18.00		18.00	
Diametri (mm/ μ)		Φ													
>64 mm	-6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
32-64 mm	-5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16-32 mm	-4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8-16 mm	-3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4-8 mm	-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2-4 mm	-1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2000 - 1000	0	0.13	1.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	2.70	0.00	0.00	0.40	5.41	0.00	0.00
1000 - 500	1	1.49	20.14	0.20	2.70	0.20	2.70	0.60	8.11	1.43	19.32	2.80	37.84	0.30	4.05
500 - 250	2	8.40	113.51	5.30	71.62	2.80	37.84	2.40	32.43	9.68	130.81	8.00	108.11	1.00	13.51
250 - 125	3	12.45	168.24	11.40	154.05	7.30	98.65	4.20	56.76	11.63	157.16	6.30	85.14	3.50	47.30
125 - 63	4	2.27	30.68	4.10	55.41	3.90	52.70	3.10	41.89	3.42	46.22	2.10	28.38	8.30	112.16
63 - 32	5	0.26	3.51	0.60	8.11	1.20	16.22	2.20	29.73	0.53	7.16	0.70	9.46	3.90	52.70

Campione	VST02-16	50		54		56		58/59		62		63		66	
		Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%
Peso totale (g)		32.14		24.90		18.10		25.20		20.10		38.87		23.20	
Diametri (mm/ μ)		Φ													
>64 mm	-6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
32-64 mm	-5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16-32 mm	-4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8-16 mm	-3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4-8 mm	-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	1.35	0.00	0.00
2-4 mm	-1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60	8.11	0.00	0.00
2000 - 1000	0	0.17	2.30	0.00	0.00	0.10	1.35	0.10	1.35	1.30	17.57	6.14	82.97	0.50	6.76
1000 - 500	1	2.26	30.54	0.10	1.35	1.80	24.32	1.90	25.68	3.30	44.59	14.22	192.16	5.50	74.32
500 - 250	2	13.72	185.41	7.00	94.59	7.70	104.05	9.90	133.78	6.50	87.84	13.46	181.89	9.80	132.43
250 - 125	3	12.43	167.97	14.00	189.19	6.20	83.78	9.90	133.78	6.80	91.89	3.33	45.00	5.60	75.68
125 - 63	4	2.78	37.57	2.80	37.84	1.70	22.97	2.70	36.49	1.70	22.97	0.73	9.86	1.20	16.22
63 - 32	5	0.78	10.54	0.40	5.41	0.20	2.70	0.30	4.05	0.30	4.05	0.29	3.92	0.10	1.35

Campione	VST02-16		67		70		73		77		80		83		86	
	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%
Peso totale (g)	20.30		20.30		20.30		30.30		19.90		18.70		21.10		18.10	
Diametri (mm/μ)	Φ															
>64 mm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
32-64 mm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16-32 mm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8-16 mm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4-8 mm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2-4 mm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2000 - 1000	1.40	18.92	0.10	1.35	0.40	0.00	0.10	1.35	0.30	4.05	0.30	4.05	0.30	4.05	0.10	1.35
1000 - 500	2.90	39.19	2.20	29.73	5.10	68.92	1.20	16.22	4.00	54.05	1.50	20.27	2.00	27.03	2.00	27.03
500 - 250	8.80	118.92	8.40	113.51	12.30	166.22	7.70	104.05	9.00	121.62	8.30	112.16	6.90	93.24	6.90	93.24
250 - 125	6.30	85.14	7.20	97.30	9.60	129.73	8.10	109.46	5.10	68.92	8.60	116.22	5.70	77.03	5.70	77.03
125 - 63	1.20	16.22	1.70	22.97	2.40	32.43	2.20	29.73	0.90	12.16	2.20	29.73	0.90	12.16	0.90	12.16
63 - 32	0.20	2.70	0.30	4.05	0.50	6.76	0.30	4.05	0.10	1.35	0.20	2.70	0.10	1.35	0.10	1.35

Campione	VST02-16		88		91		93		96		98		100	
	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%
Peso totale (g)	19.20		19.20		16.80		27.55		18.10		18.10		12.07	
Diametri (mm/μ)	Φ													
>64 mm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
32-64 mm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16-32 mm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8-16 mm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4-8 mm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2-4 mm	0.10	1.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.49	6.62	0.00	0.00	0.00	0.12	1.62	0.00
2000 - 1000	0.90	12.16	0.50	6.76	6.76	57.30	0.20	2.70	0.20	2.70	0.00	0.68	9.19	0.00
1000 - 500	2.80	37.84	4.00	54.05	14.30	193.24	1.70	22.97	4.40	59.46	1.35	18.10	1.89	24.45
500 - 250	7.50	101.35	7.00	94.59	6.61	89.32	4.40	59.46	0.90	12.16	11.13	150.41	11.13	150.41
250 - 125	6.10	82.43	4.10	55.41	1.26	17.03	4.00	54.05	8.20	110.81	6.30	85.14	6.30	85.14
125 - 63	1.30	17.57	0.80	10.81	0.22	2.97	3.50	47.30	7.30	98.65	1.43	19.32	1.43	19.32
63 - 32	0.30	4.05	0.10	1.35	0.43	5.81	2.10	28.38	2.40	32.43	3.62	48.92	3.62	48.92

Campione	36		34		31		27		22		20		17		16		15		13		
	250	125	250	125	250	125	250	125	250	125	250	125	250	125	250	125	250	125	250	125	
Φ																					
Lave	43.60	30.53	52.80	49.47	40.67	31.73	53.33	38.53	40.27	34.53	51.33	44.40	38.00	45.2	45.20	35.33	40.80				
Lave a leucite	2.27	2.27	1.33	1.07	0.67	0.00	0.67	0.27	0.67	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.00	0.00				
Pdf olocrista	0.53	0.80	0.27	0.53	0.67	1.07	0.40	2.00	0.40	0.53	0.27	0.13	0.13	0.40	0.40	0.80	0.27				
Plagioclas	7.73	9.60	6.80	9.20	6.13	12.53	5.07	13.20	8.40	8.80	8.40	12.13	13.73	9.60	9.60	14.53	13.47				
Piroseni	4.53	7.60	8.27	7.60	4.93	5.07	7.47	6.93	5.73	4.80	6.00	11.73	9.87	6.80	6.80	7.60	6.40				
Olivine	0.80	0.67	1.20	2.13	0.27	0.67	0.80	1.87	1.20	1.33	1.47	1.87	0.93	0.80	0.80	2.00	1.47				
Framm. pirocl.	35.07	32.93	24.80	22.67	35.60	29.73	26.40	27.73	30.27	34.67	21.20	23.73	29.87	27.86	27.87	32.93	29.73				
Frammenti alt.	2.67	2.67	1.20	1.33	2.13	0.80	0.80	3.87	3.73	2.53	2.67	0.93	2.13	0.53	0.53	0.53	0.67				
Vetri con bordi alt.	1.60	8.40	0.27	2.13	6.67	12.93	0.93	3.20	5.33	8.40	2.40	0.93	1.33	2.80	2.80	1.20	1.20				
Palagoniti	1.20	4.53	3.07	3.87	2.27	5.47	4.13	2.40	4.00	4.27	6.13	4.00	3.87	5.87	5.87	5.07	6.00				

Campione	93		83		80		66		63		56		50		45		42		39/40		39/40	
	500	250	500	250	500	250	500	250	500	250	500	250	500	250	500	250	500	250	500	250	500	250
Φ																						
Lave	55.94	41.07	40.67	55.87	53.60	50.40	52.07	36.27	40.53	33.33	48.00	36.80	34.80	48.3	43.73	37.63	42.44					
Lave a leucite	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	4.93	0.97	14.67	8.40	4.00	7.87	6.27	2.00	6.3	4.93	3.06	0.53					
Pdf olocrista	3.31	2.13	4.13	1.47	1.87	0.93	0.83	0.80	1.20	3.47	0.80	1.20	0.67	0.6	0.13	0.80	0.66					
Plagioclasti	4.42	7.47	11.33	4.27	7.60	2.00	5.52	2.93	5.87	12.40	5.60	6.40	14.00	5.1	5.87	6.91	13.00					
Pirosseni	5.52	8.40	7.47	3.20	5.60	6.53	7.60	6.00	6.13	12.27	5.87	3.73	6.40	5.2	5.60	3.46	5.70					
Olivine	0.55	1.47	1.60	0.13	0.40	0.80	2.35	0.27	1.20	1.07	1.07	0.40	2.53	0.7	1.47	0.53	1.19					
Framm. Pirocl.	27.49	32.80	31.47	30.67	25.47	30.67	30.52	36.40	32.93	29.60	26.53	36.67	31.33	27.1	26.13	29.12	24.93					
Frammenti alt.	1.38	3.07	1.73	2.67	2.67	2.27	0.83	1.20	1.47	1.73	2.00	2.00	2.67	1.8	2.93	9.71	4.51					
Vetri con bordi alt.	0.00	0.00	0.00	0.27	0.13	0.00	0.14	0.13	0.27	0.00	0.13	0.27	0.67	1.3	5.33	1.06	0.93					
Palagoniti	1.38	3.47	1.60	1.47	2.67	1.47	1.52	1.33	2.00	2.13	2.13	6.27	4.93	3.6	3.87	7.71	6.10					

	vt1	vt2	vt3	vt4	vt5	vt6	vt7	vt8	vt9	vt10	vt11	vt12	vt13	vt14	vt15	vt16	vt17	vt18	vt19	vt20	vt21	vt22	vt23	vt24	vt25	vt26	vt27	vt28	vt29			
VST02-16-13																																
SiO ₂	53,19	53,28	53,62	53,07	53,73	53,14	53,74	53,46	53,77	53,37	53,35	53,38	53,15	52,72	52,35	52,81	52,84	52,96														
Al ₂ O ₃	16,06	15,9	16,2	16,18	16,27	16,04	12,24	16,04	15,91	16,01	16,28	15,91	15,66	16,3	15,54	16,17	16,15	16,1														
TiO ₂	1,42	1,45	1,32	1,48	1,35	1,48	1,82	1,46	1,64	1,49	1,39	1,33	1,55	1,39	1,64	1,26	1,48	1,31														
FeO	9,69	9,92	9,15	9,77	10,02	9,67	12,84	9,85	9,94	9,57	9,27	9,95	10,18	9,77	10,79	9,61	9,94	9,55														
MgO	3,82	3,36	3,73	3,59	3,36	3,11	3,58	3,37	2,9	3,44	3,82	3,8	3,13	3,79	3,45	3,98	3,56	3,75														
CaO	8	7,66	7,92	7,7	6,79	7,4	6,95	7,36	6,42	7,69	8,3	7,9	7,36	7,79	7,72	8,1	7,71	8,12														
Na ₂ O	3	3,15	3,21	3,15	2,95	3,28	2,8	3,21	3,42	3,35	3,03	3,09	3,23	3,25	3,39	3,3	3,05	3,32														
K ₂ O	4,17	4,5	4,22	4,4	4,92	5,15	4,65	4,62	5,3	4,6	4,1	4,22	4,99	4,35	4,28	4,2	4,56	4,3														
alcali	7,17	7,65	7,43	7,55	7,87	8,43	7,45	7,83	8,72	7,95	7,13	7,31	8,22	7,6	7,67	7,5	7,61	7,62														
P ₂ O ₅	0,52	0,65	0,51	0,5	0,54	0,6	1,03	0,53	0,51	0,39	0,36	0,31	0,54	0,49	0,75	0,46	0,56	0,5														
ClO	0,11	0,12	0,12	0,16	0,07	0,11	0,37	0,11	0,19	0,1	0,12	0,12	0,21	0,13	0,08	0,08	0,15	0,08														
FeO/MgO	2,54	2,95	2,45	2,72	2,98	3,11	3,59	2,92	3,43	2,78	2,43	2,62	3,25	2,58	3,13	2,41	2,79	2,55														
CaO/Al ₂ O ₃	0,50	0,48	0,49	0,48	0,42	0,46	0,57	0,46	0,40	0,48	0,51	0,50	0,47	0,48	0,50	0,50	0,48	0,50														
K ₂ O/Na ₂ O	1,39	1,43	1,31	1,40	1,67	1,57	1,66	1,44	1,55	1,37	1,35	1,37	1,54	1,34	1,26	1,27	1,50	1,30														
VST02-16-17																																
SiO ₂	73,47	51,99	51,77	53,19	54,39	66,69	51,98	52,82	51,75	52,82	73,41	53,05	52,66	54,15	52,7	52,32	74,12	52,94	51,92	52,61	53,62	51,41	73,34	73,64	73,47	49,97	52,49	51,99	52,24			
TiO ₂	0,46	1,93	1,87	1,80	1,65	0,67	2,03	2,01	1,89	2,04	0,42	2,13	1,84	2,06	1,84	1,79	0,29	2,16	2,06	1,92	2,14	1,79	0,45	0,36	0,2	1,73	1,72	1,9	1,88			
Al ₂ O ₃	13,36	16,03	16,87	16,62	15,56	16,52	15,86	15,99	16,35	15,92	13,19	15,78	16,4	16,04	15,96	15,8	12,91	15,77	15,74	15,98	16,37	16,94	12,97	13,04	13,21	16,72	16,53	15,55	16			
FeO	1,57	10,33	9,78	9,08	9,07	2,72	10,62	9,95	9,98	9,72	1,59	10,25	9,89	10,2	9,84	10,26	1,6	9,59	10,57	9,98	10,29	9,88	1,56	1,58	1,79	10,81	9,6	10,85	10,45			
MnO	0,18	0,42	0,45	0,31	0,31	0,31	0,39	0,36	0,41	0,24	0,2	0,31	0,43	0,38	0,29	0,51	0,14	0,38	0,36	0,22	0,22	0,4	0,23	0,27	0,27	0,31	0,46	0,47	0,5			
MgO	0,05	3,52	3,01	4,02	2,54	0,57	3,28	3,11	3,07	3,58	0,07	2,83	2,95	3,27	3,47	3,16	0,1	3,09	3,36	3,18	3,29	2,97	0,18	0,05	0,15	3,28	3,72	3,32	3,01			
CaO	0,92	8,34	7,73	8,88	7,48	1,90	8,32	7,72	7,74	8,28	0,98	7,8	7,46	6,91	8,27	7,83	0,77	7,54	8,56	7,59	7,83	7,61	0,93	0,94	0,87	8,43	8,52	8,29	7,82			
Na ₂ O	3,95	2,96	3,13	1,75	3,20	4,54	3,05	3,06	3,31	2,93	4,29	2,8	3,17	2,23	2,74	3,06	4,22	3,58	2,95	3,04	1,54	3,53	4,39	4,13	4,14	3,4	2,7	3,14	3,16			
K ₂ O	5,42	4,40	5,35	4,23	5,65	5,65	4,42	4,89	5,46	4,37	5,29	4,99	5,15	4,65	4,75	5,18	5,22	4,93	4,35	5,45	4,67	5,41	5,34	5,35	5,39	5,3	4,15	4,36	4,9			
ClO	0,48	0,08	0,05	0,13	0,16	0,30	0,04	0,10	0,05	0,08	0,43	0,06	0,04	0,11	0,14	0,08	0,46	0	0,12	0,03	0,03	0,07	0,46	0,45	0,4	0,04	0,11	0,12	0,04			
FeO/MgO	31,40	2,93	3,25	2,26	3,57	4,77	3,24	3,20	3,25	2,72	22,71	3,62	3,35	3,12	2,84	3,25	16,00	3,10	3,15	3,14	3,13	3,33	8,67	31,60	11,93	3,30	2,58	3,27	3,47			
CaO/Al ₂ O ₃	0,07	0,52	0,46	0,53	0,48	0,12	0,52	0,48	0,47	0,52	0,07	0,49	0,45	0,43	0,52	0,50	0,06	0,48	0,54	0,47	0,48	0,45	0,07	0,07	0,07	0,50	0,52	0,53	0,49			
K ₂ O/Na ₂ O	1,37	1,49	1,71	2,42	1,77	1,24	1,45	1,60	1,65	1,49	1,23	1,78	1,62	2,09	1,73	1,69	1,24	1,38	1,47	1,79	3,03	1,53	1,22	1,30	1,30	1,56	1,54	1,39	1,55			

	vt1	vt3	vt4	vt5	vt6	vt7	vt8	vt10	vt11	vt12	vt13	vt14	vt16	vt17	vt18	vt19	vt20	vt21	vt22	vt23	vt24	vt25	vt26	vt27
VST02-16-20																								
SiO2	52,66	50,78	52,26	53,1	52,58	53,45	51,06	50,22	52,23	52,31	52,74	53,1	52,72	53,2	51,72	52,01	53,67	52,62	56,91	50,89	53,2	54,72	52,72	53,23
TiO2	1,9	1,69	1,84	1,87	2,02	1,94	1,87	1,87	1,81	1,82	1,95	1,99	2,04	2	2,12	1,96	1,87	2,03	1,95	1,9	2,05	2,13	2,02	1,9
Al2O3	15,94	16,61	16,38	15,94	15,95	16,21	16,44	16,8	16,39	16,53	16,17	15,95	15,83	15,97	15,62	16,36	15,96	16	15,73	16,52	15,66	16,28	15,91	16,33
FeO	9,97	10,47	9,93	9,51	9,87	10,07	10,54	10,49	9,74	9,65	10,09	10,06	10,15	9,95	10,72	9,91	9,95	10,7	8,22	10,27	10,11	10,35	10,48	9,45
MnO	0,43	0,48	0,37	0,34	0,42	0,36	0,4	0,26	0,48	0,38	0,28	0,28	0,41	0,52	0,52	0,41	0,28	0,4	0,43	0,43	0,36	0,29	0,34	0,36
MgO	3,38	3,22	3,11	3,48	2,97	3,22	3,14	3,05	3	3,24	2,96	3,17	2,92	2,92	3,39	3,04	3,42	3,14	2,12	3,31	2,91	3,21	2,9	3,68
CaO	7,76	8	7,38	8,29	7,6	7,91	8,15	8,55	7,53	7,55	7,86	7,93	7,67	7,26	8,08	7,65	7,42	7,99	5,46	8,26	7,51	6,72	7,97	8,65
Na2O	3,12	3,52	3,19	2,81	3,23	2,86	3,26	3,18	3,31	3,36	2,83	2,92	3,33	3,14	3,26	3,37	2,55	2,59	3,48	3,27	3,02	1,56	3,09	2,03
K2O	4,76	5,16	5,49	4,58	5,24	3,87	5,07	5,5	5,42	5,1	5,04	4,58	4,57	4,92	4,52	5,2	4,79	4,47	5,51	5,08	5,06	4,66	4,5	4,29
ClO	0,1	0,06	0,04	0,09	0,14	0,1	0,07	0,08	0,08	0,05	0,08	0	0,09	0,11	0,06	0,1	0,09	0,07	0,16	0,07	0,12	0,09	0,08	0,07
FeO/MgO	2,95	3,25	3,19	2,73	3,32	3,13	3,36	3,44	3,25	2,98	3,41	3,16	3,20	3,41	3,16	3,26	2,91	3,41	3,88	3,10	3,47	3,22	3,61	2,57
CaO/Al2O3	0,49	0,48	0,45	0,52	0,48	0,49	0,50	0,51	0,46	0,46	0,49	0,50	0,48	0,45	0,52	0,47	0,46	0,50	0,35	0,50	0,48	0,41	0,50	0,53
K2O/Na2O	1,53	1,47	1,72	1,63	1,62	1,35	1,56	1,73	1,64	1,52	1,78	1,57	1,37	1,57	1,39	1,54	1,88	1,73	1,58	1,55	1,68	2,99	1,46	2,11

	vt1	vt2	vt3	vt4	vt5	vt6	vt7	vt8	vt9	vt10	vt11	vt12	vt13	vt14	vt15	vt16	vt17	vt18	vt19	vt20	vt21	vt22	vt23	vt24	vt25
VST02-16-22																									
SiO2	51,32	53,1	51,43	51,44	51,19	52,43	52,1	51,49	51,59	52,75	51,99	52,63	53,65	53,25	52,68	52,49	50,96	53,85	52,5	53,09	53,85	53,73	52,03	52,66	51,86
TiO2	1,44	1,48	1,55	1,5	1,39	1,61	1,41	1,4	1,43	1,38	1,51	1,7	1,58	1,34	1,63	1,4	1,49	1,67	1,39	1,57	1,59	1,48	1,31	1,38	1,64
Al2O3	16,93	16,33	16,8	16,99	17,06	16,22	16,4	16,88	16,87	16,37	16,42	15,71	15,94	15,57	16,46	16,55	16,28	15,84	16,77	16,55	15,85	16,1	16,51	16,27	16,77
FeO	9,59	9,54	9,62	9,66	9,68	9,57	9,82	9,75	9,4	9,6	9,82	9,95	9,45	9,94	9,23	9,38	10,17	8,92	9,23	9,39	9,29	9,15	9,76	9,35	9,53
MnO	0,31	0,09	0,19	0,27	0,29	0,06	0,2	0,11	0,11	0,08	0,2	0,06	0,14	0,17	0,19	0,24	0,28	0,37	0,2	0,15	0,21	0	0,33	0,29	0,8
MgO	3,38	3,31	3,32	3,24	3,5	3,28	3,45	3,28	3,37	3,18	3,32	3,63	3,3	3,5	3,24	3,24	3,53	3,23	3,22	3,24	3,13	3,24	3,19	3,01	3,13
CaO	7,14	6,77	7,11	6,92	7,27	7,14	7,3	7,15	7,05	7,11	6,96	7,47	6,86	7,44	6,89	6,82	7,77	6,53	6,9	7,25	7,03	6,86	6,83	6,96	7,09
Na2O	3,66	3,61	3,73	3,63	3,63	3,5	3,39	3,69	3,62	3,55	3,73	3,27	3,52	3,04	3,54	3,56	3,51	3,34	3,57	2,54	3,25	3,5	3,61	3,6	3,47
K2O	5,05	4,78	5,11	5,21	4,9	5,02	4,81	5,07	5,31	4,98	5,02	4,34	4,61	4,28	5,13	4,97	4,8	5,02	5,22	4,88	4,7	4,87	5,26	5,21	5,11
alcali	8,71	8,39	8,84	8,84	8,53	8,52	8,2	8,76	8,93	8,53	8,75	7,61	8,13	7,32	8,67	8,53	8,31	8,36	8,79	7,42	7,95	8,37	8,87	8,81	8,58
P2O5	1,05	0,86	0,99	1	0,93	1,03	0,95	1,07	1,1	0,88	0,86	1,14	0,81	1,27	0,84	1,22	1,1	1,12	0,86	1,2	0,96	0,93	0,98	1,15	1,05
ClO	0,14	0,13	0,14	0,14	0,16	0,14	0,17	0,1	0,15	0,13	0,16	0,1	0,15	0,2	0,16	0,13	0,11	0,11	0,13	0,15	0,14	0,14	0,18	0,12	0,17
FeO/MgO	2,84	2,88	2,90	2,98	2,77	2,92	2,85	2,97	2,79	3,02	2,96	2,74	2,86	2,84	2,85	2,90	2,88	2,76	2,87	2,90	2,97	2,82	3,06	3,11	3,04
CaO/Al2O3	0,42	0,41	0,42	0,41	0,43	0,44	0,45	0,42	0,42	0,43	0,42	0,48	0,43	0,48	0,42	0,41	0,48	0,41	0,41	0,44	0,44	0,43	0,41	0,43	0,42
K2O/Na2O	1,38	1,32	1,37	1,44	1,35	1,43	1,42	1,37	1,47	1,40	1,35	1,33	1,31	1,41	1,45	1,40	1,37	1,50	1,46	1,92	1,45	1,39	1,46	1,45	1,47

VST02-16-22 I/3

	vt1	vt2	vt3	vt4	vt5	vt6	vt7	vt8	vt9	vt10	vt11	vt12	vt13	vt14	vt15	vt16	vt17	vt18	vt19	vt20	vt21	vt22	vt23	vt24	vt25	
VST02-16-22																										
SiO ₂	52,4	52,27	52	51,77	51,92	52,5	52,61	57,21	51,28	51,31	51,29	51,57	52,42	50,37	57,14	51,16	51,06	52,02	52,49	51,5	51,62	51,21	52,46	54,33	51,92	50,99
TiO ₂	1,6	1,32	1,67	1,38	1,47	1,63	1,54	1,24	1,52	1,53	1,45	1,73	1,58	1,65	1,43	1,71	1,39	1,56	1,29	1,51	1,58	1,33	1,42	1,31	1,56	1,58
Al ₂ O ₃	16,37	16,32	16,22	16,57	16,78	16,18	16,2	16,66	16,42	16,86	17,08	16,13	16,33	16,96	16,18	17,1	16,97	16,63	16,79	16,97	16,79	16,69	16,68	17,79	15,91	17,01
FeO	9,66	10,05	9,95	10,02	9,44	9,48	9,83	7,49	10,23	9,74	9,56	10,4	9,95	10,02	8,16	10,19	9,53	9,74	9,61	10,07	9,86	9,99	9,67	7,75	10,29	9,93
MnO	0,18	0,3	0,33	0,3	0,4	0,18	0	0,2	0,16	0,4	0,29	0,15	0,3	0,16	0,13	0,13	0,2	0,14	0,15	0,16	0,12	0,07	0,28	0,21	0,4	0,16
MgO	3,53	3,23	3,21	3,3	3,03	3,47	3,48	2,24	3,23	3,08	2,97	3,62	3,18	3,2	2,18	3,15	3,28	3,16	3,17	3,22	3,1	3,24	3,11	2,32	3,53	3,12
CaO	7,74	7,48	7,49	7,45	7,16	7,46	7,39	5,37	7,33	7,44	7,17	8,03	7,3	7,72	5,34	7,78	7,52	7,3	6,99	7,43	7,45	7,55	7,1	5,55	7,61	7,52
Na ₂ O	3,33	3,24	3,44	3,43	3,64	3,45	3,3	3,63	3,74	3,66	3,91	3,15	3,16	3,72	3,3	3,1	3,88	3,54	3,61	3	3,54	3,52	3,37	3,41	3,36	3,55
K ₂ O	4,37	5	4,85	4,91	5,38	4,91	4,53	5,67	5,41	5,28	5,49	4,33	5,01	5,25	5,54	5,12	5,33	4,98	5,06	5,45	5,24	5,38	5,03	6,78	4,65	5,27
Alcali	7,7	8,24	8,29	8,34	9,02	8,36	7,83	9,3	9,15	8,94	9,4	7,48	8,17	8,97	8,84	8,22	9,21	8,52	8,67	8,45	8,78	8,9	8,4	10,19	8,01	8,82
P ₂ O ₅	0,74	0,69	0,71	0,73	0,63	0,63	0,93	0,12	0,51	0,59	0,72	0,77	0,65	0,8	0,39	0,51	0,7	0,85	0,73	0,62	0,57	0,81	0,71	0,33	0,62	0,62
ClO	0,09	0,1	0,13	0,14	0,17	0,12	0,17	0,18	0,18	0,12	0,07	0,12	0,12	0,15	0,22	0,07	0,13	0,09	0,12	0,06	0,14	0,2	0,16	0,22	0,14	0,2
FeO/MgO	2,74	3,11	3,10	3,04	3,12	2,73	2,82	3,34	3,17	3,16	3,22	2,87	3,13	3,13	3,74	3,23	2,91	3,08	3,03	3,13	3,18	3,08	3,11	3,34	2,92	3,18
CaO/Al ₂ O ₃	0,47	0,46	0,46	0,45	0,43	0,46	0,46	0,32	0,45	0,44	0,42	0,50	0,45	0,46	0,33	0,45	0,44	0,44	0,42	0,44	0,44	0,45	0,43	0,31	0,48	0,44
K ₂ O/Na ₂ O	1,31	1,54	1,41	1,43	1,48	1,42	1,37	1,56	1,45	1,44	1,40	1,37	1,59	1,41	1,68	1,65	1,37	1,41	1,40	1,82	1,48	1,53	1,49	1,99	1,38	1,48

VST02-16-22 2/3

	vt26	vt27	vt28	vt29	vt30	vt31	vt1nucleo	vt2 nucleo	vt3 nucleo	vt4 nucleo	vt5 nucleo	vt6 nucleo	vt7 nucleo	vt8 nucleo	vt9 nucleo
VST02-16-22															
SiO ₂	52,39	50,87	51,38	52,17	52,25	52,07	51,86	52,34	52,5	52,16	53,2	51,86	51,34	49,68	52,2
TiO ₂	1,28	1,46	1,51	1,46	1,37	1,69	1,49	1,72	1,62	1,45	1,55	1,54	1,48	1,5	1,55
Al ₂ O ₃	16,45	16,93	16,92	16,23	16,44	16,02	16,64	16,2	16,32	16,4	16,2	16,47	16,84	16,83	16,54
FeO	9,74	9,93	9,79	9,8	9,86	9,78	9,66	9,94	9,89	9,91	9,88	9,65	9,68	10,07	9,74
MnO	0,38	0,06	0,16	0,09	0,25	0,28	0,23	0,09	0,12	0,19	0,24	0,21	0,22	0,1	0,19
MgO	3,06	3,15	3,21	3,65	3,18	3,59	3,22	3,39	3,17	3,13	3,3	3,38	3,27	3,41	3,27
CaO	7,14	7,57	7,42	7,82	7,24	7,51	7,33	7,53	7,38	7,38	7,12	7,51	7,38	7,72	7,22
Na ₂ O	3,58	3,69	3,49	3,42	3,45	3,53	3,38	3,13	3,43	3,39	3,65	3,51	3,55	3,93	3,49
K ₂ O	5,06	5,27	5,31	4,57	5,23	4,56	5,29	4,81	4,86	5,09	4,58	5,06	5,46	5,79	4,97
Alcali	8,64	8,96	8,8	7,99	8,68	8,09	8,67	7,94	8,29	8,48	8,23	8,57	9,01	9,72	8,46
P ₂ O ₅	0,8	0,91	0,71	0,7	0,59	0,88	0,73	0,69	0,62	0,72	0,2	0,62	0,63	0,79	0,74
ClO	0,12	0,14	0,1	0,1	0,14	0,08	0,15	0,16	0,11	0,16	0,08	0,18	0,11	0,14	0,09
FeO/MgO	3,18	3,15	3,05	2,68	3,10	2,72	3,00	2,93	3,12	3,17	2,99	2,86	2,96	2,95	2,98
CaO/Al ₂ O ₃	0,43	0,45	0,44	0,48	0,44	0,47	0,44	0,46	0,45	0,45	0,44	0,46	0,44	0,46	0,44
K ₂ O/Na ₂ O	1,41	1,43	1,52	1,34	1,52	1,29	1,57	1,54	1,42	1,50	1,25	1,44	1,54	1,47	1,42

VST02-16-22 3/3

VST02-16-27	vt1	vt2	vt4	vt5	vt6	vt8	vt9	vt10	vt11	vt12	vt13	vt14	vt15	vt16	vt17	vt18	vt19	vt20	vt21	vt22	vt23	vt24
SiO ₂	52,2	52,03	52,42	50,92	53,19	53,13	51,46	51,46	51,85	52	51,81	52,64	52,34	50,16	52,97	52,72	51,96	52,32	51,67	52,99	52,96	52,28
TiO ₂	2,2	1,91	1,89	1,88	1,88	1,97	1,82	1,82	1,95	2,21	1,82	1,77	1,77	1,93	1,85	1,87	1,92	1,65	2,11	1,95	2,06	1,98
Al ₂ O ₃	15,54	15,91	16,28	16,76	17,18	15,86	16,63	16,63	15,94	15,48	16,01	16,07	16,21	17,11	16,05	16,09	16,05	16,17	16,05	15,95	15,92	15,94
FeO	10,44	10,09	9,91	10,08	8,35	9,62	9,99	9,99	10,28	10,96	10,27	10,23	10,04	9,33	9,57	10,3	10,24	10,24	10,54	9,98	9,82	10,09
MnO	0,32	0,37	0,3	0,26	0,32	0,42	0,26	0,26	0,38	0,45	0,41	0,33	0,28	0,42	0,43	0,38	0,36	0,36	0,42	0,32	0,42	0,43
MgO	3	3,27	3,22	3,03	2,65	3,03	2,88	2,88	3,54	3,31	3,31	3,24	3,39	3,35	3,12	3,03	3,54	3,12	3,38	3,16	2,95	3,39
CaO	7,78	8,54	7,87	7,9	6,75	7,48	7,7	7,7	8,05	8,23	7,77	7,94	8,42	8,25	7,85	7,47	8,38	8,06	8,12	7,76	7,53	8,31
Na ₂ O	2,97	2,87	2,57	3,49	3,41	3,46	3,58	3,58	3,21	2,94	3,45	3,1	2,88	3,13	3,35	3,23	3,21	3,21	3,12	3,08	3,24	3,02
K ₂ O	5,42	5	5,46	5,56	6,12	4,88	5,61	5,61	4,72	4,43	5,04	4,63	4,61	6,09	4,8	4,88	4,34	4,8	4,5	4,75	4,97	4,47
ClO	0,12	0	0,07	0,13	0,15	0,14	0,08	0,08	0,07	0	0,11	0,05	0,07	0,23	0	0,03	0	0,08	0,08	0,05	0,13	0,08
FeO/MgO	3,48	3,09	3,08	3,33	3,15	3,17	3,47	3,47	2,90	3,31	3,10	3,16	2,96	2,79	3,07	3,40	2,89	3,28	3,12	3,16	3,33	2,98
CaO/Al ₂ O ₃	0,50	0,54	0,48	0,47	0,39	0,47	0,46	0,46	0,51	0,53	0,49	0,49	0,52	0,48	0,49	0,46	0,52	0,50	0,51	0,49	0,47	0,52
K ₂ O/Na ₂ O	1,82	1,74	2,12	1,59	1,79	1,41	1,57	1,57	1,47	1,51	1,46	1,49	1,60	1,95	1,43	1,51	1,35	1,50	1,44	1,54	1,53	1,48

VST-16-31	VT1	VT2	VT4	VT5	VT6	VT7	VT8	VT9	VT10	VT11	VT12	VT13	VT14	VT15	VT16	VT17	VT18	VT19	VT20	VT21	VT22	VT23	VT24
SiO ₂	51,73	52,57	52,41	52,59	52,54	52,05	52,46	52,81	52,71	52,18	51,46	52,38	51,96	52,39	52,9	52,03	52,07	52,31	52,19	53,7	52,93	52,13	50,71
TiO ₂	1,76	1,64	1,61	1,43	1,43	1,57	1,63	1,64	1,5	1,55	1,63	1,76	1,5	1,63	1,39	1,79	1,91	1,73	1,53	1,49	1,67	1,66	1,51
Al ₂ O ₃	15,86	16,18	16,04	16,25	16,24	16,2	16,13	16,04	16,14	16,52	16,05	15,77	16,04	16,14	16,07	15,95	15,66	15,7	16,21	16,13	17,15	16,46	16,49
FeO	10,37	9,88	9,98	9,8	9,79	9,95	10,13	10,54	9,87	9,29	10,25	10,37	10,49	10	9,64	10,21	10,16	10,34	10,09	9,61	8,76	9,46	9,71
MnO	0,14	0,28	0,15	0,11	0,11	0,22	0,26	0,06	0,17	0,23	0,41	0,12	0,15	0,13	0,28	0,07	0,27	0,1	0,14	0,13	0,2	0,14	0,22
MgO	3,81	3,45	3,3	3,38	3,37	3,41	3,31	3,38	3,42	3,36	3,73	3,42	3,53	3,35	3,41	3,68	3,46	3,35	3,79	3,47	2,91	3,31	3,43
CaO	7,93	7,42	7,61	7,5	7,52	7,65	7,35	7,96	7,35	7,35	7,88	7,91	7,89	7,74	7,64	8,02	7,81	7,89	8,2	7,65	6,64	7,74	7,43
Na ₂ O	3,42	3,33	3,33	3,45	3,45	3,47	3,18	2,46	3,29	3,35	3,33	3,14	3,27	3,11	3,29	3,28	3,44	3,27	2,95	2,68	3,46	3,58	3,32
K ₂ O	4,26	4,27	4,62	4,52	4,58	4,71	4,69	4,29	4,63	5,32	4,51	4,27	4,28	4,62	4,6	4,15	4,42	4,52	4,08	4,31	6,03	4,74	6,35
alcali	7,68	7,6	7,95	7,97	8,03	8,18	7,87	6,75	7,92	8,67	7,84	7,41	7,55	7,73	7,89	7,43	7,86	7,79	7,03	6,99	9,49	8,32	9,67
ClO	0,16	0,22	0,04	0,15	0,15	0,08	0,13	0,09	0,13	0,14	0,09	0,12	0,11	0,1	0,07	0,09	0,06	0,06	0,18	0,16	0,05	0,13	0,08
FeO/MgO	2,72	2,86	3,02	2,90	2,91	2,92	3,06	3,12	2,89	2,76	2,75	3,03	2,97	2,99	2,83	2,77	2,94	3,09	2,66	2,77	3,01	2,86	2,83
CaO/Al ₂ O ₃	0,50	0,46	0,47	0,46	0,46	0,47	0,46	0,50	0,46	0,44	0,49	0,50	0,49	0,48	0,48	0,50	0,50	0,50	0,51	0,47	0,39	0,47	0,45
K ₂ O/Na ₂ O	1,25	1,28	1,39	1,31	1,33	1,36	1,47	1,74	1,41	1,59	1,35	1,36	1,31	1,49	1,40	1,27	1,28	1,38	1,38	1,61	1,74	1,32	1,91

VST02-16-31 I/2

VST02-16-31	vt1	vt2	vt3	vt4	vt5	vt6	vt7	vt8	vt9	vt10
SiO ₂	51,98	52,4	51,75	52,07	51,51	52,58	51,92	52,31	52,01	52,29
TiO ₂	1,73	1,56	1,71	1,37	1,8	1,53	1,72	1,56	1,69	1,46
Al ₂ O ₃	15,81	16,22	15,89	15,93	15,83	16,14	15,78	15,89	15,77	16,61
FeO	10,44	9,93	10,35	10,18	10,32	9,85	10,39	10,13	10,01	9,75
MnO	0,19	0,4	0,22	0,31	0,3	0,25	0,25	0,13	0,08	0,05
MgO	3,71	3,19	3,62	3,46	3,43	3,32	3,55	3,53	3,61	3,27
CaO	7,77	7,44	7,94	7,53	7,87	7,13	7,62	7,75	7,19	7,39
Na ₂ O	3,15	3,13	3,27	3,43	3,49	3,36	3,38	3,04	3,02	3,36
K ₂ O	4,4	4,77	4,58	4,78	4,56	4,86	4,55	4,86	5,74	4,91
alcali	7,55	7,9	7,85	8,21	8,05	8,22	7,93	7,9	8,76	8,27
ClO	0,15	0,14	0,06	0,13	0,13	0,22	0,11	0,08	0,11	0,13
P ₂ O ₅	0,69	0,84	0,6	0,81	0,75	0,78	0,74	0,73	0,77	0,78
FeO/MgO	2,81	3,11	2,86	2,94	3,01	2,97	2,93	2,87	2,77	2,98
CaO/Al ₂ O ₃	0,49	0,46	0,50	0,47	0,50	0,44	0,48	0,49	0,46	0,44
K ₂ O/Na ₂ O	1,40	1,52	1,40	1,39	1,31	1,45	1,35	1,60	1,90	1,46

VST02-16-31/2/2

VST02-16-34	vt1	vt2	vt3	vt4	vt5	vt6	vt7	vt8	vt9	vt10	vt11	vt12	vt13	vt14	vt15	vt16	vt17	vt18	vt19	vt20	vt21	vt22	vt23	vt24	vt25
SiO ₂	53,49	56,83	52,85	52,33	52,97	51,43	53,03	52,57	54,68	52,83	52,19	53,36	52,91	54,81	56,16	52,17	53,61	55,84	51,35	52,88	52,62	52,43	54,13	54,74	52,97
Al ₂ O ₃	15,81	15,98	16,06	15,92	16,01	17,16	15,92	17,11	16,47	16,01	16,49	16,93	15,94	16,3	17,53	15,9	16,79	16,35	16,51	16,58	16,25	16,08	16,8	16,59	15,9
TiO ₂	1,63	1,21	1,5	1,59	1,56	1,52	1,57	1,47	1,3	1,44	1,44	1,31	1,58	1,49	1,26	1,58	1,26	1,44	1,58	1,47	1,5	1,41	1,33	1,42	1,54
FeO	10,28	8,03	10	10,38	9,93	9,81	10,55	10,51	9,1	9,95	10,14	9,78	10,06	8,44	7,48	10,44	8,47	9,32	9,99	9,4	9,91	10,04	9,76	10,29	9,8
MgO	3,03	3,92	3,59	3,37	3,6	3,08	3,39	3,3	2,87	3,37	3,18	2,46	3,54	2,57	1,93	3,6	4,21	3,46	3,09	4,13	3,46	3,46	4,1	3,62	3,38
CaO	7,2	7,91	7,75	7,68	7,71	7,4	7,53	7,82	6,69	7,34	7,18	5,27	7,56	5,85	4,6	7,68	7,74	7,31	7,34	8,44	7,63	7,62	7,87	7,83	7,53
Na ₂ O	3,07	2,99	3,19	3,45	3,16	3,51	2,92	1,04	3,46	3,37	3,47	3,76	3,22	3,21	3,17	3,29	3,43	1,73	3,71	2,49	3,21	3,41	1,88	1,26	3,23
K ₂ O	4,84	2,96	4,47	4,48	4,24	5,22	4,24	5,27	4,97	4,62	5,13	6,03	4,58	6,46	7,35	4,36	3,94	3,9	5,54	4,13	4,42	4,61	3,54	3,62	4,77
alcali	7,91	5,95	7,66	7,93	7,4	8,73	7,16	6,31	8,43	7,99	8,6	9,79	7,8	9,67	10,52	7,65	7,37	5,63	9,25	6,62	7,63	8,02	5,42	4,88	8
P ₂ O ₅	0,53	0	0,55	0,69	0,62	0,67	0,67	0,77	0,32	0,85	0,64	0,93	0,46	0,65	0,22	0,79	0,45	0,35	0,73	0,36	0,85	0,76	0,44	0,4	0,77
ClO	0,13	0,17	0,04	0,11	0,17	0,18	0,19	0,13	0,14	0,2	0,13	0,17	0,15	0,23	0,3	0,18	0,18	0,23	0,17	0,12	0,12	0,19	0,14	0,24	0,12
FeO/MgO	3,39	2,05	2,79	3,08	2,76	3,19	3,11	3,18	3,17	2,95	3,19	3,98	2,84	3,28	3,88	2,90	2,01	2,69	3,23	2,28	2,86	2,90	2,38	2,84	2,90
CaO/Al ₂ O ₃	0,46	0,49	0,48	0,48	0,48	0,43	0,47	0,46	0,41	0,46	0,44	0,31	0,47	0,36	0,26	0,48	0,46	0,45	0,44	0,51	0,47	0,47	0,47	0,47	0,47
K ₂ O/Na ₂ O	1,58	0,99	1,40	1,30	1,34	1,49	1,45	5,07	1,44	1,37	1,48	1,60	1,42	2,01	2,32	1,33	1,15	2,25	1,49	1,66	1,38	1,35	1,88	2,87	1,48

	v1	v2	v3	v4	v5	v6	v7	v8	v9	v10	v11	v12	v13	v14	v15	v16	v17	v18	v19	v20	v21	v22	v23	v24	v25	v26	v27	v28
VST02-16-36																												
SiO ₂	50,45	51,33	49,57	55,61	51,55	51,7	50,98	51,79	52,73	51,45	49,55	52,81	50,55	51,63	49,43	51,27	50,69	51,12	50,99	49,74	51,3	51,63	51,5	51,28	49,85	55,47	51,8	49,6
TiO ₂	1,43	1,63	1,72	1,4	1,75	1,53	1,59	1,39	1,54	1,48	1,55	1,55	1,63	1,42	1,45	1,65	1,71	1,61	1,71	1,68	1,55	1,39	1,5	1,45	1,38	1,36	1,43	1,47
Al ₂ O ₃	17,2	16,94	16,72	16,65	16,79	17,28	16,78	16,63	16,28	16,57	16,72	16,35	16,85	17,23	16,83	17,23	17,09	16,89	16,7	16,98	16,81	16,98	17,02	16,81	16,97	17,3	16,74	16,4
FeO	10,16	9,69	10,34	7,96	9,71	11,07	9,97	10,13	9,57	10,03	10,4	9,85	10,14	9,36	10,26	10,11	10,09	9,86	9,87	10,32	10,04	9,78	9,85	10,11	10,23	7,6	9,57	10,5
MnO	0,15	0,26	0,2	0,17	0,09	0,24	0,37	0,28	0,17	0,15	0,35	0,14	0,1	0,17	0,33	0,09	0,17	0,18	0,24	0,26	0	0,19	0,1	0,2	0,22	0,12	0,24	0,37
MgO	3,22	2,85	3,37	2,3	2,99	3,46	3,08	2,94	3,19	2,97	3,49	3,47	2,98	3,41	3,46	3,08	3	3,27	3,13	3,32	3,03	3,12	3,14	3,08	3,32	2,23	3,05	3,33
CaO	7,52	7,39	8,21	5,28	7,33	6,35	7,7	7,35	7,73	7,42	8,14	5,85	7,42	6,5	8,07	7,43	7,31	7,59	7,51	7,89	7,5	7,51	7,24	7,6	7,81	5,01	7,33	7,99
Na ₂ O	3,72	3,55	3,67	3,45	3,56	1,32	3,47	3,57	3,04	3,66	3,58	3,55	3,73	4,04	3,79	3,35	3,73	3,6	3,72	3,59	3,58	3,4	3,46	3,25	3,77	3,29	3,75	3,44
K ₂ O	5,25	5,67	5,12	6,62	5,37	6,13	5,21	5,23	4,94	5,49	5,09	5,8	5,56	5,54	5,26	4,93	5,37	5,1	5,29	5,31	5,3	5,3	5,38	5,22	5,44	7,1	5,39	5,63
alcali	8,97	9,22	8,79	10,07	8,93	7,45	8,68	8,8	7,98	9,15	8,67	9,35	9,29	9,58	9,05	8,28	9,1	8,7	9,01	8,9	8,88	8,7	8,84	8,47	9,21	10,39	9,14	9,07
ClO	0,09	0,12	0,11	0,31	0,13	0,11	0,12	0,1	0,14	0,12	0,19	0,1	0,17	0,03	0,13	0,06	0,1	0,15	0,07	0,12	0,22	0,14	0,1	0,18	0,16	0,29	0,13	0,18
P ₂ O ₅	0,81	0,56	0,97	0,26	0,74	0,81	0,73	0,59	0,67	0,66	0,89	0,54	0,79	0,65	0,96	0,79	0,74	0,63	0,77	0,78	0,67	0,58	0,7	0,77	0,84	0,18	0,58	1,09
FeO/MgO	3,16	3,40	3,07	3,46	3,25	3,20	3,24	3,45	3,00	3,38	2,98	2,84	3,40	2,74	2,97	3,28	3,36	3,02	3,15	3,11	3,31	3,13	3,14	3,28	3,08	3,41	3,14	3,15
CaO/Al ₂ O ₃	0,44	0,44	0,49	0,32	0,44	0,37	0,46	0,44	0,47	0,45	0,49	0,36	0,44	0,38	0,48	0,43	0,43	0,45	0,45	0,46	0,45	0,44	0,43	0,45	0,46	0,29	0,44	0,49
K ₂ O/Na ₂ O	1,41	1,60	1,40	1,92	1,51	1,51	1,50	1,46	1,63	1,50	1,42	1,63	1,49	1,37	1,39	1,47	1,44	1,42	1,42	1,48	1,48	1,56	1,55	1,61	1,44	2,16	1,44	1,64

	v13	v14	v15	v16	v17	v18	v19	v10	v11	v12	v13	v14	v16	v17	v18	v19	v20
VST02-16-39-40																	
SiO ₂	53,1	54,56	53,25	53,59	52,02	53,14	53,01	53,02	54,3	53,73	52,92	53,55	53,61	53,34	52,94	52,99	53,27
TiO ₂	1,95	1,75	1,9	1,96	1,93	1,81	1,87	1,89	1,69	1,84	1,85	1,96	2,01	2,07	2	1,98	1,98
Al ₂ O ₃	15,9	15,96	16,17	15,93	16,45	16,08	16,03	16,11	16,1	15,91	15,95	15,97	15,8	15,66	16,03	16,14	15,27
FeO	9,79	9,18	9,68	9,7	9,81	9,95	9,55	9,5	9,55	9,91	9,8	9,63	9,87	9,91	9,91	9,89	10,32
MnO	0,4	0,28	0,34	0,23	0,29	0,35	0,39	0,41	0,15	0,26	0,53	0,29	0,39	0,43	0,37	0,37	0,36
MgO	3,03	3,04	3,08	3,03	3,28	3,06	3,24	3,14	3,08	3	3,27	2,82	2,94	3,13	3,19	2,98	2,99
CaO	7,72	7,33	7,82	7,45	8,08	7,75	7,73	7,79	7,61	7,47	8,03	7,58	7,21	7,73	7,53	7,57	7,57
Na ₂ O	3,24	3,44	3,02	2,97	3,21	2,91	3,21	3,12	2,69	2,9	2,9	2,99	3,14	2,98	3,05	3,11	3,03
K ₂ O	4,71	4,27	4,64	5,04	4,88	4,86	4,87	4,89	4,62	4,91	4,64	5,1	4,97	4,6	4,89	4,9	5,06
alcali	7,95	7,71	7,66	8,01	8,09	7,77	8,08	8,01	7,31	7,81	7,54	8,09	8,11	7,58	7,94	8,01	8,09
ClO	0,16	0,18	0,11	0,1	0,05	0,09	0,08	0,14	0,16	0,06	0,07	0,13	0,07	0,15	0,09	0,07	0,14
FeO/MgO	3,23	3,02	3,14	3,20	2,99	3,25	2,95	3,03	3,10	3,30	3,00	3,41	3,36	3,17	3,11	3,32	3,45
CaO/Al ₂ O ₃	0,49	0,46	0,48	0,47	0,49	0,48	0,48	0,48	0,47	0,47	0,50	0,47	0,46	0,49	0,47	0,47	0,50
K ₂ O/Na ₂ O	1,45	1,24	1,54	1,70	1,52	1,67	1,52	1,57	1,72	1,69	1,60	1,71	1,58	1,54	1,60	1,58	1,67

	vt1	vt2	vt3	vt4	vt5	vt6	vt7	vt8	vt9	vt10	vt11	vt12	vt13	vt14	vt15	vt16	vt17	vt18	vt19	vt20	vt21	vt22	vt23	vt24
VST02-16-43																								
SiO ₂	55,04	56,69	54,88	53,14	54,1	57,26	53,16	53,23	54,04	52,39	53,23	53,29	54,19	53,26	57,65	58,38	55,12	57,23	54,83	52,12	54,22	53,47	53,54	54,54
TiO ₂	1,42	1,65	1,48	1,45	1,43	1,55	1,62	1,54	1,72	1,12	1,48	1,64	1,6	1,47	1,37	1,57	1,59	1,63	1,45	1,44	1,45	1,6	1,42	1,47
Al ₂ O ₃	17,03	15,63	17,39	16,88	15,9	16,07	15,9	16,16	15,52	17,75	16,21	15,87	15,34	15,74	15,78	15,15	16,01	15,84	16,55	16,25	16,53	15,98	15,91	16,22
FeO	8,08	9,5	7,6	9,33	9,83	8,16	10,3	9,45	10,85	8,25	9,66	9,96	10,1	10,3	8,74	9,43	9,81	9,89	9,14	10,26	8,93	9,96	9,85	9,41
MgO	2,24	2,32	2,37	2,96	3,39	2,37	3,21	3,56	3,05	4,72	3,56	3,3	3,64	3,34	2,71	1,72	3,44	2,92	2,73	3,59	3,73	3,22	3,26	2,78
CaO	5,43	6,01	5,6	7,08	7,47	5,43	6,89	7,64	7,05	9,26	7,39	7,53	7,63	7,09	6,48	4,45	7,22	6,83	6,05	7,63	7,39	7,42	7,43	6,53
Na ₂ O	3,23	2,99	3,25	3,6	3,03	3,2	3,11	3,11	3,16	2,82	3,27	3,2	3,12	3,33	2,69	3,18	2,46	0,52	3,51	3,28	3,18	3,13	3,15	3,53
alcali	10,18	7,78	10,08	8,64	7,38	8,66	8,22	7,66	7,25	6,15	7,76	7,76	6,99	8,35	6,91	8,84	6,38	5,14	8,61	7,84	7,24	7,8	7,82	8,71
K ₂ O	6,95	4,79	6,83	5,04	4,35	5,46	5,11	4,55	4,09	3,33	4,49	4,56	3,87	5,02	4,22	5,66	3,92	4,62	5,1	4,56	4,06	4,67	4,67	5,18
P ₂ O ₅	0,31	0,31	0,28	0,35	0,37	0,34	0,55	0,59	0,41	0,21	0,58	0,49	0,25	0,27	0,06	0,23	0,3	0,4	0,39	0,72	0,22	0,4	0,53	0,21
ClO	0,27	0,13	0,27	0,18	0,13	0,17	0,16	0,18	0,1	0,16	0,12	0,17	0,15	0,19	0,21	0,23	0,14	0,13	0,25	0,15	0,28	0,14	0,15	0,14
FeO/MgO	3,61	4,09	3,21	3,15	2,9	3,44	3,21	2,65	3,56	1,75	2,71	3,02	2,77	3,08	3,23	5,48	2,85	3,39	3,35	2,86	2,39	3,09	3,02	3,38
CaO/Al ₂ O ₃	0,32	0,38	0,32	0,42	0,47	0,34	0,43	0,47	0,45	0,52	0,46	0,47	0,5	0,45	0,41	0,29	0,45	0,43	0,37	0,47	0,45	0,46	0,47	0,4
K ₂ O/Na ₂ O	2,15	1,6	2,1	1,4	1,44	1,71	1,64	1,46	1,29	1,18	1,37	1,43	1,24	1,51	1,57	1,78	1,59	8,88	1,45	1,39	1,28	1,49	1,48	1,47
VST02-16-45																								
SiO ₂	53,07	53,76	55,33	54,52	55,54	53,79	53,99	53,84	53,73	53,49	53,89	52,77	52,93	53,74	58,9	51,36	57,27	52,31	54,75	52,77	56,53	53,83	53,01	
TiO ₂	2,19	1,97	2,04	1,96	1,91	1,66	1,66	1,98	1,8	1,71	1,72	2,01	1,81	2,02	1,72	1,82	1,59	1,89	1,8	2,04	1,74	2	2,1	
Al ₂ O ₃	15,62	16,2	15,25	15,49	16,02	16,85	16,54	15,61	15,57	15,96	16,19	16,46	16,05	16,01	14,89	17,16	16,22	16,97	15,52	15,88	15,36	15,65	16,18	
FeO	11,31	9,95	9,79	9,51	8,88	8,54	9,06	10,41	9,9	10,35	9,82	9,67	9,82	8,11	9,49	7,41	9,23	9,75	10,49	10,49	9,11	10,15	10,06	
MgO	2,62	2,45	2,32	2,9	2	2,59	2,85	2,95	3,22	3,21	2,85	3,18	3,22	2,45	2,84	2,07	2,69	2,76	2,88	2,88	2,94	2,79	3,02	
CaO	6,34	6,75	6,42	7,39	5,74	6,7	7,34	6,87	7,85	7,8	6,92	7,74	8,11	6,63	4,68	7,67	5,42	7,09	7,14	7,25	7,14	7,58	7,89	
Na ₂ O	3,21	3,22	3,62	3,12	3,4	3,52	2,9	2,24	2,82	2,07	3,34	3,03	2,92	3,34	3,39	2,63	3,47	3,33	3,01	3,1	2,89	3,09	2,66	
alcali	8,43	8,54	8,44	7,63	9,4	9,19	8,19	7,75	7,34	7,12	8,18	7,51	7,61	8,82	8,8	3,14	9,09	9,38	7,63	8,12	6,64	7,57	7,41	
SO	0	0	0,02	0	0	0,04	0	0	0	0	0	0,04	0	0,06	0	0,1	0	0	0	0,06	0,03	0	0	
K ₂ O	5,22	5,32	4,82	4,51	6	5,67	5,29	5,51	4,52	5,05	4,84	4,48	4,69	5,48	0,51	5,62	6,05	4,62	5,02	3,75	3,75	4,48	4,75	
Mn	0,33	0,3	0,23	0,5	0,37	0,38	0,29	0,53	0,45	0,33	0,34	0,49	0,34	0,48	0,42	0,32	0,48	0,34	0,5	0,5	0,31	0,24	0,25	
ClO	0,09	0,06	0,16	0,1	0,13	0,27	0,1	0,06	0,12	0,03	0,09	0,13	0,1	0,14	0,28	0,19	0,36	0,12	0,15	0,08	0,16	0,16	0,08	
FeO/MgO	4,32	4,06	4,22	3,28	4,44	3,30	3,18	3,53	3,07	3,22	3,45	3,04	3,05	3,97	5,10	3,34	3,58	3,43	3,53	3,64	3,10	3,64	3,33	
CaO/Al ₂ O ₃	0,41	0,42	0,42	0,48	0,36	0,40	0,44	0,44	0,50	0,49	0,43	0,47	0,51	0,41	0,31	0,45	0,33	0,42	0,46	0,46	0,46	0,48	0,49	
K ₂ O/Na ₂ O	1,63	1,65	1,33	1,45	1,76	1,61	1,82	2,46	1,60	2,44	1,45	1,48	1,61	1,64	1,60	0,19	1,62	1,82	1,53	1,62	1,30	1,45	1,79	

	vt1	vt2	vt3	vt4	vt5	vt6	vt7	vt8	vt9	vt10	vt11	vt12	vt13	vt14	vt15	vt16	vt17	vt18	vt19	vt20
VST02-16-50																				
SiO ₂	57,23	56,78	51,07	57,51	54,62	57,12	52,05	51,85	57,38	53,55	56,26	56,46	53,65	55,62	61,78	52,8	57,27	52,69	56,93	55,97
TiO ₂	1,44	1,37	1,28	1,51	1,47	1,38	1,48	1,56	1,28	1,4	1,35	1,37	1,37	1,47	0,78	1,7	1,51	1,57	1,35	1,44
Al ₂ O ₃	15,88	16,05	17,07	15,62	15,75	15,81	17,57	16,91	16,18	17	15,59	16,48	15,62	15,77	19,8	16,52	15,84	17,15	16,02	16,57
FeO	8,72	8,56	9,96	8,63	9,62	8,57	8,82	10,22	8,09	8,6	8,89	8,21	10,39	9,16	6,48	9,79	7,96	9,31	8,86	8,42
MgO	2,46	3,25	3,43	2,84	3,36	2,82	3,02	2,57	2,49	3,07	3,59	2,62	3,87	3,12	1,55	3,12	2,75	3	2,89	2,78
CaO	5,15	6,74	7,62	6,45	7,03	6,01	6,92	5,84	5,46	6,74	7,47	6	7,59	6,65	3,78	6,91	5,49	6,67	6,35	6,06
Na ₂ O	3,31	2,97	3,44	3,16	3,27	3,44	3,14	4,44	3,5	3,79	2,98	3,3	3,25	3,44	1,26	3,41	3,84	3,42	3,1	3,36
alcali	8,82	6,84	8,63	7,03	7,58	7,97	9,42	9,96	8,93	9,04	6,43	8,48	7,02	7,67	5,36	8,43	8,57	8,99	7,15	8,09
K ₂ O	5,51	3,87	5,19	3,87	4,31	4,53	6,28	5,52	5,43	5,25	3,45	5,18	3,77	4,23	4,1	5,02	4,73	5,57	4,05	4,73
P ₂ O ₅	0,12	0,24	0,8	0,2	0,41	0,18	0,42	0,68	0	0,41	0,25	0,22	0,35	0,36	0,17	0,52	0,29	0,45	0,26	0,43
ClO	0,18	0,17	0,12	0,21	0,16	0,14	0,3	0,42	0,19	0,19	0,17	0,14	0,14	0,18	0,3	0,21	0,2	0,16	0,19	0,22
FeO/MgO	3,54	2,63	2,90	3,04	2,86	3,04	2,92	3,98	3,25	2,80	2,48	3,13	2,68	2,94	4,18	3,14	2,89	3,10	3,07	3,03
CaO/Al ₂ O ₃	0,32	0,42	0,45	0,41	0,45	0,38	0,39	0,35	0,34	0,40	0,48	0,36	0,49	0,42	0,19	0,42	0,35	0,39	0,40	0,37
K ₂ O/Na ₂ O	1,66	1,30	1,51	1,22	1,32	1,32	2,00	1,24	1,55	1,39	1,16	1,57	1,16	1,23	3,25	1,47	1,23	1,63	1,31	1,41

	vt1	vt2	vt3	vt4	vt5	vt6	vt7	vt8	vt9	vt10	vt11	vt12	vt13	vt14	vt15	vt16	vt17	vt18	vt19	vt20	vt21	vt22
VST02-16-63																						
SiO ₂	60,65	59,83	59,16	56,72	57,13	58,78	57,34	57,13	56,8	54,54	55,2	55,18	54,1	53,58	58,58	55,45	53,79	55,7	52,92	55,23	59,03	
TiO ₂	1,35	1,43	0,7	1,37	1,26	1,44	1,45	1,37	1,57	1,65	1,39	1,52	1,29	1,66	1,6	1,23	1,29	1,11	1,45	1,59	1,65	1,22
Al ₂ O ₃	15,67	15,86	14,62	16,76	17,39	15,88	16,06	16,89	16,77	15,55	17,39	15,98	17,7	15,98	15,87	16,87	16,55	17,87	15,33	17,1	15,43	16,3
FeO	7,34	6,96	9,53	7,34	7,03	7,85	7,74	7,52	7,74	9,68	7,49	8,75	6,98	9,45	9,66	6,78	8,31	7,42	9,66	8,4	9,17	6,62
MnO	0	0	0,12	0,19	0,15	0,23	0,07	0,2	0,18	0,18	0,17	0,21	0,26	0,21	0,14	0,29	0,27	0,19	0,28	0,21	0,06	0,16
MgO	2,55	1,94	2,62	2,04	1,8	1,78	2,36	2,71	2,75	3,51	2,5	2,88	2,42	3,52	3,53	1,7	3,48	3,45	3,99	3,08	3,14	1,84
CaO	3,92	4,5	4,68	4,83	4,61	4,3	5,17	5,52	5,6	7,21	5,06	6,22	5,31	7,25	6,91	3,65	6,45	6,89	7,54	6,78	6,14	4,37
Na ₂ O	3,31	3,57	3,18	3,37	3,21	3,6	3,48	3,61	3,35	3,36	3,32	3,57	3,22	3,18	3,35	3,81	3,15	2,87	3,34	3,27	3,24	3,45
K ₂ O	4,87	5,53	4,89	6,75	6,71	5,44	5,52	4,6	4,52	3,85	6,67	5,22	6,68	3,82	4,43	6,67	4,59	5,65	2,42	5,89	5,31	6,25
alcali	8,18	9,1	8,07	10,12	9,92	9,04	9	8,21	7,87	7,21	9,99	8,79	9,9	7	7,78	10,48	7,74	8,52	5,76	9,16	8,55	9,7
P ₂ O ₅	0,21	0,23	0,12	0,34	0,42	0,46	0,35	0,36	0,47	0,31	0,52	0,33	0,52	0,67	0,84	0,07	0,29	0,47	0	0,53	0,5	0,48
ClO	0,14	0,17	0,37	0,28	0,29	0,26	0,2	0,11	0,15	0,16	0,28	0,13	0,21	0,17	0,08	0,34	0,16	0,29	0,29	0,24	0,14	0,29
FeO/MgO	2,88	3,59	3,64	3,60	3,91	4,41	3,28	2,77	2,81	2,76	3,00	3,04	2,88	2,68	2,74	3,99	2,39	2,15	2,42	2,73	2,92	3,60
CaO/Al ₂ O ₃	0,25	0,28	0,32	0,29	0,27	0,27	0,32	0,33	0,33	0,46	0,29	0,39	0,30	0,45	0,44	0,22	0,39	0,39	0,49	0,40	0,40	0,27
K ₂ O/Na ₂ O	1,47	1,55	1,54	2,00	2,09	1,51	1,59	1,27	1,35	1,15	2,01	1,46	2,07	1,20	1,32	1,75	1,46	1,97	0,72	1,80	1,64	1,81

VST02-16-63	v1	v2	v3	v4	v5	v6	v7	v8	v9	v10	v11	v12	v13	v14	v15	v16	v17	v18	v19	v20	v21	v22	v23	v24	v25	v26	v27
SiO ₂	69,87	55,28	54,26	52,03	53,62	50,52	50,89	51,03	56,77	55,18	54,14	52,33	55,66	56,59	54,31	54,85	51,03	53,36	53,6	64,93	54,55	54,34	54,91	58,05	56,35		
TiO ₂	0,62	1,92	1,64	1,67	2,12	1,95	1,82	1,93	1,66	1,97	1,73	2,15	1,54	1,74	1,86	1,87	2,17	1,83	1,86	1,2	1,67	1,78	2,13	1,72	1,66		
Al ₂ O ₃	13,58	15,92	16,77	17,33	14,99	16,84	16,83	16,83	15,79	15,28	16,34	15,46	16,13	16,13	15,87	15,15	16,15	15,6	16,3	14,75	17,15	16,41	14,93	15,47	15,75		
FeO	4,13	9,22	8,18	8,96	10,73	9,93	9,58	9,64	8,56	10	8,48	10,73	7,9	7,66	9,81	0,28	10,03	10,45	8,99	5,73	7,97	8,94	10,11	8,09	8,55		
MgO	0,43	2,63	2,13	2,67	3,02	2,84	2,95	2,87	2,34	2,21	2,39	3,06	3,27	2,37	2,62	3,65	3,2	2,94	2,84	1,25	2,2	2,67	2,82	2,11	2,73		
CaO	2,23	6,96	6,04	6,74	7,7	8,19	8,12	8,45	6,62	6,59	6,42	7,41	7,43	5,77	7,4	8,16	8,21	6,89	7,74	4,38	6,32	7,31	7,09	5,49	6		
Na ₂ O	4,07	2,89	3,39	3,38	2,98	3,46	3,62	3,18	3,1	3,68	3,43	3,12	2,72	3,26	3,53	2,7	3,22	3,14	3,05	3,97	3,06	3,12	3,47	3,36	3,2		
alcali	8,14	7,7	10,38	10,24	7,24	9,02	9,37	8,59	7,6	8,3	9,78	8,47	7,64	9,17	7,3	5,39	8,53	8,28	8,02	6,86	9,67	8,07	7,34	8,51	8,43		
K ₂ O	4,07	4,81	6,99	6,86	4,26	5,56	5,75	5,41	4,5	4,62	6,35	5,35	4,92	5,91	3,77	2,69	5,31	5,14	4,97	2,89	6,61	4,95	3,87	5,15	5,23		
P ₂ O ₅	0,36	0,22	0,31	0,29	0,44	0,45	0,17	0,42	0,46	0,26	0,38	0,27	0,24	0,25	0,6	0,45	0,54	0,47	0,35	0,35	0,37	0,36	0,45	0,34	0,28		
ClO	0,48	0,16	0,29	0,08	0,13	0,26	0,28	0,24	0,18	0,18	0,31	0,11	0,17	0,23	0,24	0,15	0,13	0,13	0,23	0,38	0,22	0,12	0,23	0,2	0,19		
FeO/MgO	9,60	3,51	3,84	3,36	3,55	3,50	3,25	3,36	3,66	4,52	3,55	3,51	2,42	3,23	3,74	0,08	3,13	3,55	3,17	4,58	3,62	3,35	3,59	3,83	3,13		
CaO/Al ₂ O ₃	0,16	0,44	0,36	0,39	0,51	0,49	0,48	0,50	0,42	0,43	0,39	0,48	0,46	0,36	0,47	0,54	0,51	0,44	0,47	0,30	0,37	0,45	0,47	0,35	0,38		
K ₂ O/Na ₂ O	1,00	1,66	2,06	2,03	1,43	1,61	1,59	1,70	1,45	1,26	1,85	1,71	1,81	1,81	1,07	1,00	1,65	1,64	1,63	0,73	2,16	1,59	1,12	1,53	1,63		

VST02-16-80	v1	v2	v3	v4	v5	v6	v7	v8	v9	v10	v11	v12	v13	v14	v15	v16	v17	v18	v19	v20	v21	v22	v23	v24	v25
SiO ₂	54,76	56,77	54,84	54,9	53,32	54,87	54,76	57,05	57,32	52,78	53,99	59,31	58,98	53,45	53	57,32	57	56,83	55,44	57,88	54,21	56,7	53,61	56,66	53,27
TiO ₂	1,69	1,63	1,65	1,82	2,01	1,07	1,79	1,86	1,94	1,76	1,65	1,47	1,62	2,06	1,93	1,62	1,71	1,67	1,85	1,65	1,05	1,02	1,78	1,8	1,77
Al ₂ O ₃	17,01	16,02	16,77	17,17	15,85	18,04	16,49	14,83	16,53	17,07	16,54	17,24	16,07	15,75	15,89	16,05	15,6	15,44	15,75	15,6	17,65	17,21	17,55	15,78	15,91
FeO	7,86	8,08	8,59	7,59	9,76	6,89	7,86	9,5	9,23	8,97	9,19	5,74	6,71	10,39	10,06	7,51	7,88	8,67	9,21	8,7	8,03	6,44	8,88	7,99	10
MnO	0,32	0,34	0,25	0,45	0,43	0,26	0,37	0,36	0,4	0,29	0,31	0,35	0,34	0,48	0,44	0,41	0,41	0,4	0,42	0,38	0,42	0,39	0,27	0,42	0,28
MgO	2,26	2,11	2,78	2	3,23	2,19	1,74	2,49	3,26	2,61	3,16	1,63	1,47	2,68	3,09	1,67	2,21	2,52	2,24	3,32	2,04	1,5	2,68	2,13	3,12
CaO	5,91	5,35	6,53	5,43	7,72	5,56	4,23	6,63	7,47	6,97	7,36	4,47	4,4	6,68	7,55	4,81	4,92	6,23	5,55	7,77	5,36	4,19	6,71	5,85	7,6
Na ₂ O	3,05	3,41	3,41	3,18	2,87	4,29	5,61	2,92	0,69	3,18	3,07	2,26	3,54	2,91	3,09	3,66	3,19	3,25	3,65	1,06	4,65	4,84	3,72	2,96	3,04
K ₂ O	6,91	6,02	4,95	7,09	4,71	6,55	6,91	4,12	2,91	6,27	4,49	7,04	6,4	5,46	4,88	6,66	6,67	4,76	5,75	3,39	6,25	7,35	6,28	6,01	4,86
alcali	9,96	9,43	8,36	10,27	7,58	10,84	12,52	7,04	3,6	9,45	7,56	9,3	9,94	8,37	7,97	10,32	9,86	8,01	9,4	4,45	10,9	12,19	10	8,97	7,9
ClO	0,24	0,26	0,21	0,33	0,1	0,24	0,23	0,21	0,23	0,1	0,2	0,4	0,39	0,14	0,07	0,29	0,35	0,18	0,16	0,18	0,3	0,28	0,1	0,29	0,14
FeO/MgO	3,48	3,83	3,09	3,80	3,02	3,15	4,52	3,82	2,83	3,44	2,91	3,52	4,56	3,88	3,26	4,50	3,57	3,44	4,11	2,62	3,94	4,29	3,31	3,75	3,21
CaO/Al ₂ O ₃	0,35	0,33	0,39	0,32	0,49	0,31	0,26	0,45	0,45	0,41	0,44	0,26	0,27	0,42	0,48	0,30	0,32	0,40	0,35	0,50	0,30	0,24	0,38	0,37	0,48
K ₂ O/Na ₂ O	2,27	1,77	1,45	2,23	1,64	1,53	1,23	1,41	4,22	1,97	1,46	3,12	1,81	1,88	1,58	1,82	2,09	1,46	1,58	3,20	1,34	1,52	1,69	2,03	1,60

VST02-16-93	vt1	vt2	vt3	vt4	vt5	vt6	vt7	vt8	vt9	vt10	vt12	vt13	vt14	vt15	vt16	vt17	vt18	vt19	vt20	vt21	vt22	vt23	vt24
SiO ₂	55,4	54,38	53,68	58,18	56,84	54,79	55,52	54,18	58,52	55,24	55,75	59,03	56,88	58,77	54,82	59,26	57,9	60,55	57,9	60,55	60,98	60,98	57,38
TiO ₂	1,29	1,38	1,56	1,41	1,42	1,38	1,4	1,53	1,39	1,3	1,86	1,67	1,33	1,86	1,65	1,72	1,52	1,51	1,52	1,51	1,52	1,52	1,5
Al ₂ O ₃	17,58	16,22	16,14	16,21	16,65	16,03	16,2	16,23	16,4	17,02	16,08	15,03	17,8	15,61	17,25	16,52	16,07	16,47	16,07	16,47	16,2	16,2	17,03
FeO	7,67	9,26	9,89	7,79	7,88	9,57	8,76	9,33	7,05	8,07	8,74	7,8	6,33	7,3	7,52	6,77	7,91	5,37	7,91	5,37	5,68	5,68	6,71
MgO	2,2	3,52	3,6	2,19	2,5	3,44	3,16	3,74	2,12	2,55	2,33	1,92	1,72	1,65	1,98	1,46	2,51	1,13	2,51	1,13	1,22	1,22	2,08
CaO	5,39	7,55	7,6	4,94	4,94	7,26	7,32	7,39	4,68	0,25	6,35	4,85	4,96	4,69	5,49	4,62	6,44	4,04	6,44	4,04	3,49	3,49	5,18
Na ₂ O	2,99	3,46	2,38	3,4	3,44	2,34	3,07	3,23	3,46	3,08	2,98	2,74	3,26	3,33	3,25	2,78	2,75	3,53	2,75	3,53	3,36	3,36	3,17
alcali	9,85	7,08	7,08	9	9,3	6,96	7,17	7,12	9,17	9,67	8,38	8,85	10,32	9,72	10,47	8,91	6,97	10,27	6,97	10,27	10,24	10,24	9,34
K ₂ O	6,86	3,62	4,7	5,6	5,86	4,62	4,1	3,89	5,71	6,59	5,4	6,11	7,06	6,39	7,22	6,13	4,22	6,74	4,22	6,74	6,88	6,88	6,17
P ₂ O ₅	0,32	0,22	0,31	0,12	0,23	0,36	0,27	0,27	0,3	0,31	0,35	0,4	0,34	0,17	0,4	0,25	0,32	0,24	0,32	0,24	0,23	0,23	0,41
ClO	0,3	0,19	0,13	0,15	0,26	0,19	0,21	0,21	0,26	0,25	0,15	0,39	0,28	0,2	0,35	0,4	0,27	0,35	0,27	0,35	0,35	0,35	0,34
FeO/MgO	3,49	2,63	2,75	3,56	3,15	2,78	2,77	2,49	3,33	3,16	3,75	4,06	3,68	4,42	3,80	4,64	3,15	4,75	3,15	4,75	4,66	4,66	3,23
CaO/Al ₂ O ₃	0,31	0,47	0,47	0,30	0,30	0,45	0,45	0,46	0,29	0,01	0,39	0,32	0,28	0,30	0,32	0,28	0,40	0,25	0,40	0,25	0,22	0,22	0,30
K ₂ O/Na ₂ O	2,29	1,05	1,97	1,65	1,70	1,97	1,34	1,20	1,65	2,14	1,81	2,23	2,17	1,92	2,22	2,21	1,53	1,91	1,53	1,91	2,05	2,05	1,95

VST02-16-100	vt1	vt2	vt3	vt4	vt5	vt6	vt7	vt8	vt9	vt10	vt11	vt12	vt13	vt14	vt15	vt16	vt17	vt18	vt19	vt20	vt21	vt22	vt23	vt24
SiO ₂	59,1	56,32	56,41	55,37	55,28	57,53	55,78	56,3	54,78	57,34	55,48	61,18	57,44	55,92	57,65	55,18	56,71	56,5	54,49	55,1	56,1	56,21	58,43	54,82
TiO ₂	0,71	1,4	1,4	1,67	1,41	1,11	1,28	0,85	1,53	1,32	0,93	1,43	1,51	1,39	1,24	0,72	1,33	1,3	1,49	1,07	1,26	1,58	1,23	1,45
Al ₂ O ₃	18,21	15,56	15,96	15,37	15,16	16,39	16,85	17,61	15,1	16,85	17,35	15,4	16,13	15,97	15,42	17,44	16,74	16,88	17,21	17,35	16,52	15,39	15,9	16,49
FeO	6,54	8,52	8,28	9,47	9,69	7,95	7,52	6,59	10,05	6,9	7,07	6,52	8,42	8,67	8,04	8,06	7,29	7,5	7,88	7,2	7,61	8,69	7,39	8,31
MnO	0,11	0,12	0,2	0,15	0,1	0,08	0,23	0,24	0,25	0,18	0,09	0,22	0,08	0,1	0,13	0,23	0,08	0,24	0,1	0,06	0,34	0,19	0,21	0,14
MgO	1,76	2,82	3,52	3,35	3,67	3,51	2,45	2,3	3,77	2,12	3,29	1,77	3,31	3,51	3,78	2,53	2,41	2,33	2,74	3,42	2,56	3,39	3,73	2,97
CaO	3,73	6,21	6,98	6,86	7,36	6,69	5,67	5,11	7,71	4,78	6,69	3,94	6,76	7,19	7,16	6,02	5,05	5,23	6,08	6,75	5,27	6,92	6,5	6,05
Na ₂ O	3,61	3,26	3	3,51	3,03	2,2	3,22	4,47	2,9	3,12	2,82	3,36	1,78	2,91	3,19	4,01	3,13	3,09	3,36	2,83	3,01	3,33	3,41	3,46
K ₂ O	5,7	5,11	3,73	3,98	3,7	4,33	6,2	6,24	3,49	6,67	5,51	5,47	4,08	3,72	2,99	5,07	6,47	6,3	5,82	5,36	6,67	3,78	2,81	5,69
alcali	9,31	8,37	6,73	7,49	6,73	6,53	9,42	10,71	6,39	9,79	8,33	8,83	5,86	6,63	6,18	9,08	9,6	9,39	9,18	8,19	9,68	7,11	6,22	9,15
P ₂ O ₅	0,31	0,47	0,27	0,21	0,55	0,11	0,51	0,1	0,34	0,44	0,46	0,49	0,35	0,44	0,16	0,27	0,52	0,35	0,73	0,61	0,37	0,46	0,1	0,49
ClO	0,21	0,21	0,25	0,06	0,06	0,1	0,29	0,21	0,08	0,29	0,31	0,22	0,14	0,17	0,22	0,47	0,26	0,26	0,09	0,26	0,29	0,03	0,2	0,12
FeO/MgO	3,72	3,02	2,35	2,83	2,64	2,26	3,07	2,87	2,67	3,25	2,15	3,68	2,54	2,47	2,13	3,19	3,02	3,22	2,88	2,11	2,97	2,56	1,98	2,80
CaO/Al ₂ O ₃	0,20	0,40	0,44	0,45	0,49	0,41	0,34	0,29	0,51	0,28	0,39	0,26	0,42	0,45	0,46	0,35	0,30	0,31	0,35	0,39	0,32	0,45	0,41	0,37
K ₂ O/Na ₂ O	1,58	1,57	1,24	1,13	1,22	1,97	1,93	1,40	1,20	2,14	1,95	1,63	2,29	1,28	0,94	1,26	2,07	2,04	1,73	1,89	2,22	1,14	0,82	1,64

FIGURA 1 A,B). ESEMPI DI MEGAFRANE VULCANICHE. A) DTM DELL'ARCIPELAGO DELLE ISOLE CANARIE SUI FIANCHI DELLE QUALI SONO EVIDENTI LE GRANDI NICCHIE DI DISTACCO LASCIATE DA MEGAFRANE VULCANICHE ED I RELATIVI DEPOSITI DI DEBRIS AVALANCHE; B) DETTAGLIO DELL'ISOLA DI EL HIERRO IN CUI SONO EVIDENZIATE LE STRUTTURE DELLA FRANA E I DEPOSITI DI DEBRIS AVALANCHE CHE SI ESTENDONO AI PIEDI DELL'EDIFICIO VULCANICO IN CONTINUITÀ CON LE STRUTTURE SUB-AEREE; WYNN E MASSON, SOUTHAMPTON OCEANOGRAPHY CENTER).	9
FIGURA 2. PRINCIPALI PROCESSI ENDOGENI CHE POSSONO GENERARE LA CONDIZIONE DI INSTABILITÀ DI UN EDIFICIO VULCANICO E RELATIVI MECCANISMI DI DESTABILIZZAZIONE AGENTI SULLA STRUTTURA STESSA DL VULCANO; DA KEATING E MCGUIRE, 2000.	10
FIGURA 3. PRINCIPALI PROCESSI ESOGENI CHE POSSONO GENERARE O FAVORIRE L'INSTABILITÀ DI UN EDIFICIO VULCANICO E RELATIVI MECCANISMI DI DESTABILIZZAZIONE; DA KEATING E MCGUIRE, 2000.	11
FIGURA 4. PRINCIPALI CAUSE DI INNESCO DEGLI TSUNAMI VULCANOGENICI; TRATTO DA VOLCANIC TSUNAMIS: PAST, PRESENT, FUTURE, MCGUIRE BENFIELD HAZARD RESEARCH CENTRE 2003.	12
FIGURA 5. CASI RECENTI DI TSUNAMI PROVOCATI DA FRANE VULCANICHE E RELATIVE PERDITE IN TERMINI DI VITE UMANE; TRATTO DA VOLCANIC TSUNAMIS: PAST, PRESENT, FUTURE, MCGUIRE BENFIELD HAZARD RESEARCH CENTRE 2003.	13
FIGURA 6. PRINCIPALI MEMBRI PARTECIPANTI AL PTWS: AUSTRALIA, CANADA, CILE, CINA, COLOMBIA, ISOLE DI COOK, COSTA RICA, COREA DEL NORD, ECUADOR, EL SALVADOR, FIJI, FRANCIA, GUATEMALA, INDONESIA, GIAPPONE, MALESIA, MESSICO, NUOVA ZELANDA, NICARAGUA, PERÙ, FILIPPINE, COREA DEL SUD, RUSSIA, SAMOA, SINGAPORE, TAILANDIA, USA E VIETNAM.	17
FIGURA 7. SCHEMA PER LA FORMAZIONE DI DEPOSITI DI TORBIDITICI LEGATI AD INSTABILITÀ DI VERSANTE IN AMBIENTE VULCANICO, MODIFICATO DA ROTHWELL ET AL. 1998. I SEDIMENTI VULCANICI VENGONO PERTURBATI E RIMOBILIZZATI, GENERANDO UNA FRANA SOTTOMARINA LA QUALE A SUA VOLTA EVOLVE IN UNA CORRENTE DI DENSITÀ (<i>TURBIDITY CURRENT</i>) CHE SI MUOVE LUNGO IL FIANCO SOMMERSO DELL'EDIFICIO VULCANICO. LE CORRENTI INFINE DEPONGONO IL LORO CARICO NELLA PIANA ABISSALE. LO STESSO TIPO DI PROCESSO È AUSPICABILE NEL CASO DI UNA FRANA SUB-AEREA CHE SI PROPAGHI IN ACQUA.	19
FIGURA 8. ESEMPIO DI SEQUENZE DI SEDIMENTI AL CUI INTERNO SONO BEN EVIDENTI UNITÀ TORBIDITICHE DERIVANTI DA MEGAFRANE GENERATE DAI FIANCHI DELLE ISOLE CANARIE. LA BASE E IL TETTO DELLE TORBIDITI SONO LIMITATE DE SEDIMENTI PELAGICI/EMIPELAGICI; LE CURVE DELLA SUSCETTIVITÀ MAGNETICA EVIDENZIANO LA CONCENTRAZIONE DI SEDIMENTI VULCANOCLASTICI ALL'INTERNO DELLE TORBIDITI MENTRE MARCANO UNA NETTA RIDUZIONE DELLA SUSCETTIVITÀ MAGNETICA NEI DEPOSITI PELAGICI/EMIPELAGICI PRATICAMENTE PRIVI DI FRAMMENTI MAGNETICI; DA WYNN E MASSON; 2003	20
FIGURA 9. DTM DELL'ISOLA DI STROMBOLI SU CUI SONO EVIDENZIATI I PRINCIPALI TOPONIMI A CUI VERRÀ IN SEGUITO FATTO RIFERIMENTO NEL TESTO; NELL' <i>INLET</i> SUPERIORE L'ARCIPELAGO DELLE EOLIE.	22
FIGURA 15. A-D) INTERPRETAZIONE E RICOSTRUZIONE DEI COLLASSI A GRANDE SCALA CHE HANNO COLPITO IL FIANCO NW DELL'ISOLA DI STROMBOLI NEI PASSATI 13 KA (TIBALDI, 2001). COM'È BEN EVIDENTE I COLLASSI INTERESSANO STRUTTURE PROGRESSIVAMENTE PIÙ SUPERFICIALI. I PRIMI TRE COLLASSI INTERESSANO INOLTRE IL CONDOTTO MAGMATICO, MENTRE NELL'ULTIMO DEI COLLASSI LA SUPERFICIE DI SCIVOLAMENTO CORRISPONDE CON IL CONDOTTO STESSO.	35
FIGURA 16. INTERPRETAZIONE STRUTTURALE SCHEMATICA DELL'AREA CRATERICA PROPOSTA DA FINIZOLA ET AL., 2003. COME BEN EVIDENTE LA STRUTTURA È COSTITUITA DA UN INSIEME DI <i>NESTED CRATER</i> ALL'INTERNO DEL CRATERE DELLA FOSSETTA FORMATOSI SECONDO GLI AUTORI AL PASSAGGIO DAL NEOSTROMBOLI ALLO STROMBOLI RECENTE.	37
FIGURA 26 A-D). FOTO DEI DEPOSITI GROSSOLANI CAMPIONATI NELLA PORZIONE PROSSIMALE DELLA SDF. A) LAVE NERE, POCO VESCICOLATE, FORTEMENTE CRISTALLINE; B) CLIKER DI COLATA, ROSSASTRI E VESCICOLARI; C) SCORIE NERE, VESCICOLARE, FORTEMENTE CRISTALLINE; D) FRAMMENTI DI LAVE E SCORIE ALTERATI (PATINE DI ALTERAZIONE GIALLE/ROSSE).	61
FIGURA 29. SCHEMA RAPPRESENTATIVO DEI DUE PROCESSI IPOTIZZATI PER LA DEPOSIZIONE DELLE TORBIDITI SULL'ALTO MORFOLOGICO: A) DEPOSIZIONE DA PARTE DI UNO CORRENTE TORBIDA AD ALTA ENERGIA CAPACE DI TRASPORTARE SOPRA L'ALTO MORFOLOGICO SIA IL <i>BED LOAD</i> CHE IL <i>SUSPENDED LOAD</i> ; B) DEPOSIZIONE DEL SOLO <i>SUSPENDED LOAD</i> PARTE DI UNA CORRENTE TORBIDA IN CUI IL <i>BED LOAD</i> SUBISCE UN PROCESSO DI <i>FREEZING</i> ALLA BASE DELL'OSTACOLO MORFOLOGICO.	66
FIGURA 31. FOTO E DESCRIZIONE SCHEMATICA DELLA	69
FIGURA 33. DISPOSIZIONE DEI CAMPIONI ALL'INTERNO DELLE DUE SEQUENZE; IN ALTO È MOSTRATA LA CORRELAZIONE TRA LE DUE SEQUENZE.	71
FIGURA 34. DISTRIBUZIONE GRANULOMETRICA DEI CAMPIONI PRELEVATI NELLA CAROTA VST02-16 SU A) UN DIAGRAMMA TRIANGOLARE CON VERTICI GRANULI E CIOTTOLI, SABBIE E SILT E B) SABBIE MOLTO GROSSOLANE E GROSSOLANE, SABBIE MEDIE E SABBIE FINI E MOLTO FINI; CLASSI GRANULOMETRICHE DEFINITE SECONDO WENTWORTH, 1922)	73
FIGURA 35. SCHEMATIZZAZIONE DEI RISULTATI DELL'ANALISI GRANULOMETRICA; DA SINISTRA A DESTRA VARIAZIONE DELL' $MD\Phi$, $\Sigma\Phi$, DIAMETRO MASSIMO DEI GRANULI IN RIFERIMENTO ALL'ALTEZZA STRATIGRAFICA DEI CAMPIONI.	74
FIGURA 36. SCHEMATIZZAZIONE DEI RISULTATI DELL'ANALISI GRANULOMETRICA. DA SINISTRA A DESTRA: IMMAGINE DELLA CAROTA CON RELATIVA POSIZIONE DI OGNI SINGOLO CAMPIONE; RAPPRESENTAZIONE GRAFICA DELL' $MD\Phi$, $\Sigma\Phi$, DIAMETRO MASSIMO DEI GRANULI VS. L'ALTEZZA STRATIGRAFICA DEI CAMPIONI.	76

- FIGURA 43. RISULTATI SCHEMATICI DELL'ANALISI DEI COMPONENTI. I CAMPIONI PER I QUALI SONO STATE ANALIZZATE PIÙ FRAZIONI GRANULOMETRICHE SONO RIPORTATI COME VALORI MEDI. DA NOTARE CHE I VETRI CON BORDI ALTERATI NON SONO PRESENTI NEL CAMPIONE SOMMITALE. 90
- FIGURA 56. PRINCIPALI SITI DI CAMPIONAMENTO DEI TERMINI DI CONFRONTO COSTITUITI DA LAVE, CLIKER DI COLATA E SCORIE APPARTENENTI AL CICLO DEL NEOSTROMBOLI E DELLO STROMBOLI RECENTE. 115
- FIGURA 57. DIAGRAMMA DI CLASSIFICAZIONE K₂O VS. SiO₂ (PECCERILLO & TAYLOR, 1976) IN CUI SONO MESSI A CONFRONTO LE ANALISI DEI VETRI CAMPIONATI NELL'INTERVALLO 96-48 CM (VST02-16-93; VST02-16-80; VST02-16-63 E VST02-16-50) CON: PRODOTTI PIROCLASTICI ATTRIBUITI AD UN PERIODO COMPRESO TRA IL VANCORI E LO STROMBOLI RECENTE (QUADRATI VUOTI) CAMPIONATI ALL'INTERNO DI UNA TRINCEA SUL FIANCO SE DI STROMBOLI E MATRICI VETROSE DI LAVE E CLINKERS DI COLATA CAMPIONATI NELLA PORZIONE SOMMITALE DEL VULCANO E ATTRIBUITI AL NEOSTROMBOLI. PER COMPLETEZZA SONO RIPORTATI ANCHE I CAMPI COMPOSIZIONALI RELATIVI AI PRODOTTI RECENTI DEL VULCANO (DA ANDRONICO ET AL., 2003 E LANDI P. COMUNICAZIONE PERSONALE). 116
- FIGURA 61. COMPOSIZIONE MINERALOGICA DEI CRISTALLI RINVENUTI ALL'INTERNO DELLE SABBIE E NEI PRODOTTI DELL'ATTIVITÀ ATTUALE DI STROMBOLI 122
- FIGURA 62. DIAGRAMMA DI CLASSIFICAZIONE K₂O VS. SiO₂ (PECCERILLO & TAYLOR, 1976) PER IL CAMPIONE TTR14MS342B-TOP. DA NOTARE I VETRI ANALIZZATI ABBIANO CARATTERISTICHE IDENTICHE A QUELLE DEI PRODOTTI DELL'ATTIVITÀ RECENTE DEL VULCANO DI STROMBOLI OVVERO LA PRESENZA DI PRODOTTI RICCHI IN CRISTALLI (LITOTIPO BRUNO; K₂O > 3.5 WT%), EMESSE DURANTE LA NORMALE ATTIVITÀ STROMBOLIANA, E DI UN LITOTIPO POVERO IN CRISTALLI (BIONDO), CON VETRI BASALTICI (AL LIMITE DEL CAMPO DEL BASALTO SHOSHONITICO), TIPICO DEGLI EVENTI PAROSSISTICI. 123
- FIGURA 63. VOLUMI CALCOLATI PER OGNI SINGOLI LIVELLO. I LIVELLI SEGNATI CON UN ASTERISCO VENGONO CONSIDERATI COME LA SOMMA DEI DUE PRECEDENTI RAGIONEVOLMENTE RAPPRESENTANTI UN UNICO CICLO DI INSTABILITÀ. 126
- FIGURA 64. STIMA EMPIRICA DEI VOLUMI COINVOLTI IN OGNI SINGOLA FRANA CHE HA ORIGINATO LE SUB-UNITÀ TORBIDITICHE. DA NOTARE COME SEBBENE I DUE COLLASSI DI MAGGIORI PROPORZIONI RISULTINO SUDDIVISI IN DIVERSE SUB-UNITÀ IL VOLUME DELLE STESSE RISULTA COMUNQUE NOTEVOLE (FINO QUASI AD UN ORDINE DI GRANDEZZA MAGGIORE RISPETTO A QUELLO COINVOLTO DALLA FRANA DEL 30 DICEMBRE 2002) 127
- FIGURA 65. MODELLO PER LA GENESI DEI FLUSSI TORBIDITICI E DEI RISULTANTI DEPOSITI IN FACIES DISTALE. AD OGNI FRANA SUL VERSANTE NW DI STROMBOLI CORRISPONDE UN *DEBRIS FLOW* NELLA PORZIONE PROSSIMALE DELLA SDF; IL *DEBRIS FLOW* SI EVOLVE IN UNA CORRENTE TORBIDA COGENETICA CHE, DOTATA DI UNA VELOCITÀ E DI UNA MOBILITÀ CONSIDEREBILE, È CAPACE DI TRASPORTARE SOPRA IL FIANCO DEL CANYON DI STROMBOLI LIVELLI DI SABBIE GROSSOLANE CON GRADAZIONE DIRETTA. LE CORRENTI TORBIDE SEMBREREBBERO ESSERSI DEPOSTE IN RAPIDA SUCCESSIONE DATA LA MANCANZA DI SEDIMENTI VULCANICI FINI O EMIPELAGICI ALLA TESTA DI OGNI SINGOLO DEPOSITO (SUB-UNITÀ); QUESTO STA AD INDICARE CHE I FENOMENI DI INSTABILITÀ CHE HANNO GENERATO LE CORRENTI TORBIDE SI SONO SUSSEGUITI ANCH'ESSI RAPIDAMENTE RAGIONEVOLMENTE ALL'INTERNO DI UN EVENTO RETROGRESSIVO. 131