

**ISTITUTO PER L'AMBIENTE MARINO COSTIERO (IAMC)
CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE (CNR)
SEDE DI NAPOLI**

**Acquisizione, processing ed interpretazione geologica di dati morfo-batimetrici
Multibeam e di sismica a riflessione monocanale nell'offshore del vulcano
Stromboli (Arco Eolico, Sicilia, Tirreno meridionale) nell'ambito delle attività di
ricerca scientifica del progetto di formazione Stigeac (MIUR)**

RAPPORTO TECNICO

Gemma Aiello (1)

*(1) Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC), Consiglio Nazionale delle Ricerche
(CNR), Calata Porta di Massa, Porto di Napoli, 80133, Napoli*

Napoli, settembre 2017

ABSTRACT

Sono state eseguite l'acquisizione, il processing e l'interpretazione geologica di dati morfo-batimetrici Multibeam e di profili sismici di altissima risoluzione *Subbottom Chirp* nell'ambito della formazione di borsisti eseguita nelle attività del progetto di ricerca e formazione Stigeac. Il progetto di ricerca STIGEAC ha compreso azioni di ricerca e sviluppo per la realizzazione prototipale di sistemi integrati di acquisizione ed elaborazione di dati multidisciplinari (geofisici ed ambientali). Il raggiungimento di tale obiettivo ha consentito un migliore allineamento delle imprese italiane con le strategie di ricerca e sviluppo sia in ambito europeo che mondiale, come prescritto nell'ambito del programma comunitario denominato GMES (*Global Monitoring for Environment and Security*). Il progetto è stato caratterizzato da un forte contenuto di "upgrading tecnologico" e ha compreso una fase di *start-up* riguardante l'analisi dello stato dell'arte sulle tecnologie attualmente disponibili, che ha messo in evidenza gli eventuali punti deboli di tali sistemi tecnologici, anche in relazione alle nuove esigenze di integrazione tecnologica su piattaforme di ultima generazione. Sono stati inoltre considerati gli aspetti critici relativi a problematiche di trasmissione dati e rilevamento da remoto, finalizzati all'implementazione delle conoscenze tecnologiche dei sistemi di *early warning* e monitoraggio in *real-time*. In particolare, sono stati realizzati prototipi integrati complessi, tramite blocchi modulari, installabili su piattaforme tecnologiche prototipali e pilota, dedicati alle seguenti attività: acquisizione di dati morfologici da strumenti (*Multibeam, Chirp, ADCP, single-beam*, posizionamento acustico) installabili a scafo in modo solidale con una generica piattaforma galleggiante mobile; acquisizione di dati morfologici da sistemi integrabili vincolati a cavo (*Sidescan Sonar, magnetometro, sonda multiparametrica, vibro-carotiere*); acquisizione di dati sismici da sistemi integrabili ad altissima definizione: analisi per innovare il sistema di messa a mare, controllo e recupero degli idrofoni, del sistema di sparo tramite *Air-gun* o di altri sistemi di energizzazione; controllo di un sistema integrato per la messa a mare e recupero di uno strumento filoguidato. Il progetto STIGEAC ha previsto inoltre azioni di formazione per il personale da impiegare nell'utilizzo e gestione delle attrezzature ed impianti realizzati con le azioni di ricerca e sviluppo. L'attività formativa, eseguita in aula e *on the job*, ha consentito la formazione di quattro borsisti sul processing e l'interpretazione geologica di dati morfo-batimetrici e sismici di altissima risoluzione nell'offshore del vulcano Stromboli, i cui risultati sono stati presentati nel corso di un seminario individuale e come poster collettivo nell'ambito di un workshop finale eseguito il 26 ottobre 2015 presso la sede dell'IAMC-CNR di Napoli.

1. INTRODUZIONE

Stigeac (*Sistemi e tecnologie integrate per il rilevamento ed il monitoraggio avanzato di parametri geofisici ed ambientali in aree marino-costiere*) è un progetto di ricerca industriale e sviluppo sperimentale finalizzato alla realizzazione di prototipi di acquisizione ed elaborazione di dati multidisciplinari in aree marine. Il sistema di laboratori integrato e modulare è dedicato al campionamento, al monitoraggio e all'analisi di parametri ambientali in matrici differenti (acqua-sedimento). Nel campo della geotecnica marina particolarmente sofisticato è il Sistema ROSON-seabed CPT, caratterizzato da una massima profondità operativa di 1500 m, che permette di valutare le proprietà meccaniche dei sedimenti fino ad una profondità di 50 metri. A supporto dell'attività di ricerca scientifica del progetto Stigeac sono stati usati due droni marini di superficie per l'esecuzione di rilievi in aree ristrette come i porti e le foci fluviali. I droni sono stati progettati per l'esplorazione del raccordo terra-mare (come ad esempio le foci fluviali) e dotati di strumentazioni scientifiche come sistemi Lidar, termocamere e sistemi microbatimetrici.

Il progetto Stigeac è stato presentato dall'IAMC-CNR di Napoli nell'ambito del Programma Operativo Nazionale "Ricerca e Competitività" (PON R&C) 2007-2013 ed è stato approvato ed ammesso a finanziamento dal MIUR ad ottobre 2011 (Codice Progetto PON01 02848). Sono state effettuate tre rimodulazioni del progetto di ricerca tra febbraio 2013 e marzo 2014. Il progetto è stato quindi, di fatto, svolto tra il 2014 ed il 2015.

Visto che il progetto prevedeva una tipologia di intervento denominata formazione, analogamente al progetto TESSA, corredato del progetto di formazione OTTIMA (Aiello e Sorgente, 2015) ed eseguito nell'ambito delle attività progettuali della costellazione PARFAMAR, è stata indetta una pubblica selezione per il conferimento di quattro borse di formazione ed addestramento per laureati da usufruirsi presso l'IAMC-CNR Sede di Napoli. La finalità della borsa di formazione Stigeac è stato il raggiungimento di competenze tecnologico-operative previste dall'Obiettivo 3 (OB-3) del progetto di formazione, ovvero:

Formazione di personale per la ricerca (laureati in Scienze Geologiche ed Ambientali, Scienze Naturali e Scienze Biologiche) per l'interpretazione di dati morfo-batimetrici e geologici.

Le borse, dirette a quattro partecipanti, si componevano di due moduli, per un totale complessivo di 500 ore.

Modulo A (250 ore) – Approfondimento di conoscenze specialistiche, consistente di 250 ore di lezioni frontali volte a fornire competenze scientifiche specialistiche in materia di interpretazione di dati morfo-batimetrici e geologici.

Modulo B (250 ore) – Esperienze operative in affiancamento tramite l'esecuzione di stage operativi in affiancamento a ricercatori di comprovata esperienza impegnati in attività di ricerca e sviluppo sperimentale.

Nell'ambito della realizzazione del modulo B del progetto di formazione Stigeac mi è stato affidato il tutoraggio dei quattro borsisti, che ha riguardato il processing e l'interpretazione geologica di dati morfo-batimetrici Multibem e di dati di sismica di alta risoluzione *Subbottom Chirp* acquisiti nell'offshore della Sicilia settentrionale in corrispondenza del vulcano attivo Stromboli (Isole Eolie; Marsella et al., 2007; Castellano et al., 2008; Aiello et al., 2014). Le attività di formazione qui illustrate ed oggetto del presente rapporto tecnico sono state svolte tra il 2014 ed il 2015.

I risultati dei progetti PITAM e STIGEAC sono stati presentati a Napoli nell'ambito delle giornate "Orizzonte Mare: Ricerca, Innovazione e Formazione" al Centro Congressi della Stazione Marittima di Napoli (Piazza Municipio, Napoli). I risultati del progetto di formazione Stigeac sono stati invece presentati dai quattro borsisti nel corso di un workshop all'IAMC-CNR di Napoli, comprensivo di un seminario individuale e di un poster collettivo.

Nell'ambito del progetto Stigeac sono stati realizzati una serie di componenti complessi sotto forma di blocchi funzionali con le seguenti caratteristiche e prestazioni:

- prototipo del sistema integrato per l'acquisizione dei dati morfo-batimetrici con strumenti installati in modo solidale con una piattaforma tecnologica;
- prototipo del sistema integrato per l'acquisizione dei dati geomorfologici, delle caratteristiche chimico-fisico-biologiche della colonna d'acqua, del fondo e sottofondo da strumenti integrabili e vincolati a cavo;
- prototipo del sistema integrato per l'acquisizione di dati sismici ad altissima definizione;
- prototipo del sistema integrato per la messa a mare e recupero di uno strumento filoguidato per alti fondali;
- prototipo di sistemi integrati per la fornitura di energia elettrica con studi e realizzazioni indirizzati per l'abbattimento delle vibrazioni e dei rumori acustici ed elettromagnetici;
- prototipo di sistemi integrati per ospitare e alloggiare operatori con elevati standard di vivibilità e sicurezza;
- prototipo di sistemi integrati per fornire e distribuire aria trattata e fluidi per le necessità tecnologiche dei suddetti blocchi al fine di minimizzare l'impatto sull'ambiente con un elevato livello di eco-compatibilità;
- prototipo di sistemi integrati dedicati per migliorare il posizionamento, la stabilità in mare dei blocchi funzionali, il rilevamento delle condizioni meteo-marine durante le operazioni produttive.

Nel quadro delle attività precedentemente illustrate e del progetto di formazione sono state integrate la ricerca, la progettazione, l'innovazione tecnologica e la formazione tramite il coordinamento e la concretizzazione di un completo trasferimento tecnologico. In questo modo, si è intervenuti su alcune criticità economiche dell'Italia meridionale, rappresentate dal *gap* tecnologico e dalla disoccupazione.

Durante la conclusione delle attività progettuali il progetto di formazione ha associato alle lezioni in aula l'esperienza pratica "*on the job*", attraverso l'affiancamento a ricercatori dell'IAMC-CNR di Napoli e trasferte presso i cantieri dove sono state realizzate le piattaforme ed i laboratori tecnologici.

2. GEODINAMICA DEL BACINO TIRRENICO MERIDIONALE

2.1 EVOLUZIONE GEODINAMICA DEL SISTEMA TIRRENO-APPENNINO

La conformazione irregolare dei margini continentali Africano ed Eurasiatico unitamente con la microplacca Adriatica (Panza et al., 1980; Pontevivo e Panza, 2002) ha reso complessa la geodinamica della regione Mediterranea (Fig. 1). Nel Cretacico medio-superiore (circa 80 My B.P.) l'apertura dell'Oceano Atlantico ha determinato un'inversione del movimento relativo della zolla Africana rispetto a quella Eurasiatica e ha prodotto come risultato principale la chiusura del paleo-

oceano della Tetide. Il processo di chiusura si è completato durante l'Eocene con l'orogenesi Alpina (Dewey et al., 1973).

A partire dall'Oligocene le fasi tettoniche che hanno determinato la configurazione attuale del Mediterraneo occidentale riflettono una migrazione progressiva della litosfera Adriatico-Ionica nel quadro di un sistema di subduzione complesso, in migrazione verso ovest (Malinverno e Ryan, 1986; Fig. 2). Dalla fine dell'Oligocene e l'inizio del Miocene (circa 26 My B.P.) le fasi tettoniche estensionali, ad ovest della fossa nell'area di retroarco, hanno prodotto il *rifting* della crosta ercinica dell'avampaese Europeo, che ha controllato l'apertura dell'Oceano Ligure-Provenzale, con la rotazione anti-oraria di circa 25°-30° del Blocco Sardo-Corso, avvenuta da 30 a 16 My B.P. (Van Der Voo, 1993).

Durante questo periodo si sono verificate le prime fasi compressive dell'orogenesi appenninica, durante le quali le unità tettoniche più interne si sono deformate verso est ricoprendo le unità tettoniche più esterne. Nel Tortoniano inferiore-medio (circa 12 My B.P.) un'altra fase tettonica compressiva ha avuto luogo, durante la quale è avvenuto il sollevamento tettonico di parte dell'Appennino centrale.

L'apertura del Bacino Tirrenico è iniziata dal Tortoniano superiore con un processo di *rifting* che è iniziato lungo una direzione N-S in prossimità del margine orientale del Blocco Sardo-Corso (Lavecchia, 1988; Sartori, 1989). Durante il Plio-Pleistocene, i processi estensionali sono migrati verso est, sovrapponendosi, durante lo spazio ed il tempo alla tettonica compressiva che ha coinvolto le falde appenniniche durante il loro progressivo avanzamento verso l'avampaese Adriatico.

Durante tempi recenti la catena Appenninica è stata in compressione lungo il suo fronte esterno, mentre lungo l'asse della catena prevalevano le faglie estensionali, le cui dislocazioni hanno generato i terremoti più importanti della dorsale Appenninica (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, 2005).

Tra il Pliocene ed il Pleistocene varie fasi tettoniche compressive hanno accompagnato la sovrapposizione delle unità tettoniche più interne ai settori esterni dell'avampaese Adriatico. L'orogenesi ha determinato una flessura litosferica a scala regionale, che è gradualmente migrata verso est, con la conseguente formazione dell'avanfossa appenninica, che è stata coinvolta dai processi di sovrascorrimento. L'avanfossa attuale, denominata avanfossa Padano-Bradana, è localizzata su crosta continentale ed include depositi plio-quadernari per uno spessore complessivo di 9 chilometri (Royden, 1993). L'orogenesi appenninica ha prodotto un raccorciamento crostale lungo una direzione E-W, non uniforme lungo tutta la catena.

Questo differente assetto cinematico ha determinato una curvatura non uniforme della dorsale Appenninica, che può essere distinta in due settori (Fig. 2):

- *l'Appennino settentrionale*, che mostra una concavità verso il Mar Tirreno e si estende dal Monferrato fino alla regione laziale-abruzzese;
- *l'Appennino meridionale*, che si estende dalla regione molisana ed abruzzese fino alla Basilicata (non mostra una curvatura evidente) e *l'Arco Calabro-Peloritano*, con una curvatura maggiore ed una concavità verso il Mar Tirreno (Patacca et al., 1989; 1990; Doglioni, 1991).

L'Appennino settentrionale rappresenta una zona differente rispetto all'Appennino meridionale dal punto di vista dell'evoluzione geologica. Infatti, la sua genesi è collegata all'orogenesi alpina,

inclusa per la maggior parte tra la Linea di Sanginetto e la Faglia Soverato-Capo Vaticano e la Sicilia (Boccaletti et al., 1990). I settori settentrionale e meridionale vengono in contatto lungo la Linea Ortona-Roccamonfina, che rappresenta il limite tra questi due domini con differente cinematica ed evoluzione geologica.

2.2 L'APERTURA DEL MAR TIRRENO

Riguardo l'evoluzione di questo settore del Mediterraneo sono stati proposti diversi modelli geofisici e geodinamici, che hanno evidenziato l'evoluzione complessa di queste aree.

Le fasi tettoniche estensionali, iniziate a circa 30 My B.P. nel Bacino Ligure-Provenzale e continuate nel Bacino Tirrenico, sono avvenute in modo episodico ed in un contesto regionale di collisione continentale. Le due fasi estensionali sono separate tra loro di circa 5 My e l'apertura è strettamente collegata con la litosfera africana in subduzione verso W-NW.

Nel Mediterraneo centrale la prima evidenza di subduzione della microplacca adriatica si rinviene all'inizio del Paleocene (circa 60 My B.P.) con la presenza di depositi fliscioidi e di metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura (Jolivet et al., 1998). Durante l'Oligocene (circa 32 My B.P.) i primi indicatori dell'evoluzione geodinamica dell'area vengono dall'area sarda e provenzale. La distensione inizia alle spalle del cuneo di accrezione appenninico (Beccaluva et al., 1989).

Una fase di *rifting* inizia tra l'Oligocene ed il Miocene inferiore, che porta alla formazione del Bacino Ligure-Provenzale e ad una rotazione di 25°-30° in senso anti-orario del Blocco Sardo-Corso con una velocità media di estensione del bacino di retroarco di 3-4 cm/anno (Van Der Voo, 1993).

L'estensione e la subsidenza avvenute durante il Tortoniano superiore hanno segnato l'inizio di un nuovo episodio di espansione oceanica. Il *rifting* litosferico ha causato la separazione del blocco della Calabria e l'apertura del bacino tirrenico meridionale. Dopo 5 My B.P., contemporaneamente allo spostamento laterale del blocco Calabro inizia un nuovo processo di *rifting*, testimoniato dalla presenza di depositi di *syn-rift* in Sardegna ed in Calabria (Sartori, 1989; Sartori et al., 1989).

La nuova crosta oceanica si forma in due bacini separati (Bigi et al., 1989), prima nel bacino Vavilov-Magnaghi (4-5 My B.P.) e poi nel bacino del Marsili (≤ 2 My B.P.). Questi rappresentano piccoli bacini di retro-arco, essendo collegati alla presenza dello *slab* litosferico ionico, in subduzione verso NW (Marani e Trua, 2002; Fig. 3).

Dopo lo sviluppo di questi bacini di retro-arco, il vulcanismo del bacino tirrenico meridionale è migrato da W verso SE, dalla Sardegna all'attuale Arco Eolico (Kastens et al., 1988; Bigi et al., 1989; Kastens et al., 1988; Bigi et al., 1989; Sartori, 1989; Savelli, 2001), controllando lo sviluppo dell'attuale fisiografia del bacino di retro-arco del Marsili. Il tasso medio di apertura del Tirreno meridionale durante gli ultimi 5 milioni di anni è stato di circa 6 cm/anno (Malinverno e Ryan, 1986; Patacca et al., 1990).

Attualmente la struttura litosferica mostra due regioni assottigliate di crosta oceanica (30-40 km), separate da litosfera continentale relativa al Blocco Sardo-Corso, spesso circa 80 km (Faccenna et al., 2001); inoltre, il bacino è caratterizzato da assottigliamento crostale, riducendosi a meno di 10 km di spessore nel settore sud-orientale (Panza et al., 2003).

La correlazione dei dati sullo spessore litosferico con quelli sul flusso di calore nella regione tirrenica (Erickson, 1970; Hutchinson et al., 1985; Mongelli, 1991; Mongelli e Zito, 1994) ha evidenziato che il mar Tirreno può essere suddiviso in tre settori principali: il Tirreno settentrionale, il Tirreno centrale ed il Tirreno meridionale.

Il Tirreno meridionale rappresenta la parte più ampia ed assottigliata e comprende i settori più profondi del bacino (più di 3500 m). A sud-est di quest'area sono stati rilevati i valori più alti del flusso di calore (Morelli, 1970). Il Tirreno centrale mostra invece i valori più bassi del flusso di calore (Zito et al., 2003). Nel bacino localizzato verso nord, in prossimità della Toscana, i valori del flusso di calore sono molto alti (160 mw/m^2).

Tale andamento del flusso di calore sembra ricollegarsi al magmatismo attivo presente nel bacino Tirrenico e quindi al tasso di subduzione dello *slab* litosferico: infatti, nel settore dell'Arco Calabro dove c'è un arretramento più veloce, una forte distensione litosferica può essere osservata, unitamente con valori elevati del flusso di calore. Al contrario, nell'Appennino meridionale, dove l'arretramento del sistema in subduzione è molto lento, il vulcanismo attivo è mancante, il tasso di estensione è minimo ed il flusso di calore è basso. Nell'Appennino centro-settentrionale, dove la subduzione è più veloce, ci sono sismicità attiva e magmatismo in Lazio ed in Toscana ed alti flussi di calore.

2.3 MODELLI GEODINAMICI SULL'ESTENSIONE DEL MAR TIRRENO

Per spiegare l'evoluzione geodinamica dell'area Mediterranea ed in particolare del sistema Tirreno-Appennino sono stati proposti diversi modelli evolutivi, attraverso i quali le complessità strutturali osservate possono essere considerate.

In un modello geodinamico generale gli aspetti principali sono rappresentati dai movimenti relativi tra le zolle Africana ed Europea, dalla coesistenza di regimi tettonici compressivi e distensivi, relativamente ai fronti interno ed esterno della catena Appenninica, dalla migrazione verso est dei regimi tettonici in oggetto, dalla distribuzione della sismicità lungo la catena Appenninica, dalle caratteristiche petrologiche e geochemiche del Tirreno, dal magmatismo peri-tirrenico, dal flusso di calore e dalle evidenze paleomagnetiche.

Il modello geodinamico sviluppato da Malinverno and Ryan (1986) implica che il sistema Tirreno-Appennino si è evoluto in relazione alla subduzione verso ovest della litosfera ionico-adriatica. Il sistema arco-fossa migrava progressivamente verso est (*roll-back*) a causa dello sprofondamento della placca in subduzione. In questo modello esistono due assunzioni principali, la prima che le zolle litosferiche hanno un comportamento plastico, la seconda che l'evoluzione di una zona di subduzione è collegata al rapporto tra la velocità di convergenza delle zolle e la velocità di arretramento della zolla sovrastante.

L'evoluzione geodinamica del sistema Tirreno-Appennino è controllata dall'arretramento verso est della zona in subduzione (Malinverno e Ryan, 1986; Fig. 4). Il modello così descritto spiega alcuni aspetti caratteristici dell'area appenninico-tirrenica, come la geometria radiale dell'Appennino e delle Maghrebidi rispetto al bacino tirrenico ed il contemporaneo assetto tettonico compressivo sul fronte esterno della catena e distensivo nella zona di retroarco (Frepoli e Amato, 1997), la subduzione sotto l'Arco Calabro (Amato et al., 1997) ed infine, la composizione calcalkalina del vulcanismo eolico (Barberi et al., 1974; Beccaluva et al., 1989). Infatti, i dati geochemici dimostrano che il magmatismo delle isole eoliche è compatibile con un mantello che ha una composizione tra il

MORB (*mid-oceanic ridge basalt*) e l'OIB (*oceanic island basalt*) arricchito di fluidi ed in alcuni casi anche di sedimenti derivati da una crosta oceanica subdotta.

Un altro modello geodinamico del sistema Tirreno-Appennino è stato proposto da Doglioni et al. (1999). Questo si basa sulla subduzione attiva nel sistema orogenico. In accordo con questo modello geodinamico, il Tirreno viene interpretato come un bacino di retroarco, ma la sua forma asimmetrica potrebbe essere l'espressione di un rigonfiamento astenosferico su una litosfera lateralmente eterogenea. Il flusso litosferico che procede verso est è responsabile sia dell'arretramento nella stessa direzione del sistema arco-fossa che del sollevamento tettonico lungo la catena appenninica.

2.4 SISMICITA' DEL SISTEMA TIRRENO-APPENNINO

La sismicità dell'Italia è caratterizzata sia da una sismicità superficiale sotto l'Appennino, che da una regione di eventi sismici crostali profondi ad est della catena appenninica e da terremoti sub-crostaali sotto l'Appennino settentrionale e l'Arco Calabro (Chiarabba et al., 2005). Conseguentemente si possono definire tre settori ben differenziati da un punto di vista sismotettonico, cioè l'Appennino settentrionale, l'Appennino centro-meridionale e l'Arco Calabro (Amato et al., 1997).

Nell'Appennino centro-meridionale è stata osservata una sismicità crostale collegata alla presenza di strutture sismogenetiche di carattere estensionale, concentrate lungo una fascia ampia da 30 a 50 km con andamento NW-SE (Amato e Montone, 1997; Amato et al., 1997).

Nell'Arco Calabro una sismicità sub-crostaale è stata registrata da ipocentri che raggiungono 450 km di profondità (Giardini e Velonà, 1991; Selvaggi e Chiarabba, 1995; Amato et al., 1997). La sismicità superficiale ha mostrato eventi sismici con una magnitudo superiore a 4.5 ed una componente di deformazione compressiva localizzata lungo la costa settentrionale della Sicilia. Gli eventi superficiali sono chiaramente confinati ad ovest dell'arcipelago eolico ed appaiono casuali e rari nel settore occidentale, mentre la sismicità intermedia e profonda è confinata ad ovest delle isole eoliche (Pondrelli e Piromallo, 2003).

Durante gli ultimi 20 anni la sismicità ha evidenziato la subduzione di litosfera oceanica sotto l'Arco Calabro. Questa definisce un piano di Benioff spesso 40-50 km, ampio 200 km ed inclinato verso NW con angoli di 70° fino ad una profondità di 700 km (Holcomb, 1989; Amato et al., 1997; Lucente et al., 1999; Chiarabba et al., 2005).

2.5 INTERPRETAZIONE TOMOGRAFICA DEL BACINO TIRRENICO

Il Bacino Tirrenico meridionale è stato l'oggetto di numerosi studi tomografici finalizzati alla ricostruzione della struttura litosferica a mare. Questo genere di immagini sismologiche consentono di definire le anomalie di velocità delle onde P sotto le aree in studio, spostando nello spazio le eterogeneità laterali esistenti nella litosfera e nel mantello superiore in termini di zone veloci e lente rispetto al modello di velocità di riferimento. I primi sono interpretati come materiali più freddi e densi rispetto all'ambiente circostante ed associati a resti di litosfera subdotta. I secondi sono invece interpretati come corpi più caldi e densi, che sono espressioni tipiche di materiali vulcanici fusi o, a profondità sub-crostaali, di flussi astenosferici (Hirahara e Hasemi, 1993; Piromallo e Morelli, 1997).

I modelli tomografici hanno evidenziato una zona ad alta velocità interpretata come lo *slab* ionico in subduzione inclinato verso NW (Cimini, 1999; 2004; Lucente et al., 1999; Montuori, 2004). Lo *slab* si presenta verticalmente continuo con un alto angolo di immersione (70° - 75°) nei primi 400 km di profondità, dove è concentrata la maggior parte della sismicità profonda, mentre diventa sub-orizzontale a grandi profondità. Nel modello tomografico di Montuori (2004), ottenuto usando gli eventi telesismici registrati da stazioni sottomarine, l'estensione laterale dello *slab* litosferico è ricostruita in dettaglio, circa 200 km a 150-200 km di profondità e di 100 km a profondità più basse.

La zona ad alta velocità è circondata lateralmente da zone a bassa velocità interpretate come flussi astenosferici presso la zolla in subduzione o come tracce di celle convettive determinate dalla subduzione (Fig. 5). Inoltre, la corrispondenza tra la zona a bassa velocità e l'Arco Eolico indica che la subduzione ha generato il vulcanismo osservato nell'area (Montuori, 2004).

2.6 L'ARCO EOLICO

L'Arco Eolico è una struttura vulcanica lunga circa 200 km localizzata nel margine interno dell'Arco Calabro-Peloritano. L'arco è formato da sette edifici vulcanici emersi (Alicudi, Filicudi, Salina, Lipari, Vulcano, Panarea e Stromboli) e da alcuni vulcani sottomarini circostanti il Bacino del Marsili. Gli elementi strutturali e l'attività vulcanica nell'area hanno consentito l'identificazione di tre settori distinti: il settore occidentale (Alicudi e Filicudi); il settore centrale (Salina, Lipari e Vulcano) ed il settore orientale (Panarea e Stromboli; Marani e Gamberi, 2004a; 2004b; Bortoluzzi et al., 2010).

L'attività vulcanica più antica dell'Arco eolico è stata datata a 1.3 My B.P. al vulcano sottomarino Sisifo, localizzato nel settore occidentale dell'arcipelago. Attualmente gli edifici vulcanici attivi sono Stromboli, Vulcano e Lipari.

Il tipo di vulcanismo dell'Arco eolico è di convergenza tra zolle e le isole appartengono ad un sistema arco-fossa risultante dalla collisione tra le zolle Africana ed Eurasiatica, data la presenza di uno *slab* in subduzione inclinato verso NW sotto il Tirreno (Barberi et al., 1974).

Nel vulcanismo eolico attivo da circa un milione di anni possono essere distinte due fasi eruttive principali separate da un periodo di quiescenza nel Pleistocene superiore (Keller, 1974). Durante la prima fase si sono formate le isole di Alicudi, Filicudi, Panarea, Lipari e Salina. Durante la seconda fase è avvenuto il completamento di queste ultime isole e la genesi di Vulcano e Stromboli.

Riguardo la composizione chimica dei prodotti eruttati, sono presenti tre serie variabili nel tempo geologico con crescente contenuto in potassio (Barberi et al., 1974), rappresentate da serie calcicalcine (basalti ricchi in alluminio e daciti), che corrispondono ai prodotti più antichi, da serie andesitiche, ricche in potassio (Lipari e Stromboli) e da serie shoshonitiche (basalti shoshonitici e rioliti), che rappresentano i prodotti vulcanici più recenti (Vulcano, Lipari e Stromboli).

Una camera magmatica localizzata a 2 km di profondità si trova sotto il fondale marino che separa Lipari da Vulcano. I bassi valori dei rapporti isotopici dello stronzio (Sr) hanno indicato che questi magmi sono sub-crosta. La natura shoshonitica dei vulcani più recenti ha indicato inoltre che l'arco è nella fase tardiva della sua evoluzione geologica (Keller, 1974; Sigurdsson, 2000; Vidal e Merle, 2000).

La natura dei vulcani sottomarini è compatibile con l'ipotesi di un bacino marginale in espansione. Infatti, questi sono composti da vulcani basaltici, probabilmente collegati a faglie dirette con

andamento NW-SE, con prodotti tholeitici alla base e prodotti alcalini nella parte alta (Barberi et al., 1974).

Stromboli

Stromboli è l'isola settentrionale dell'arcipelago eolico e ha un'area di 12.6 km². L'edificio vulcanico, localizzato ad una latitudine di 38.8°N ed una longitudine di 15.0°E emerge di 924 metri sul livello del mare e si estende fino a 3000 m sotto il livello marino. La sua sommità è composta da due creste a forma di mezzaluna: la cresta esterna è chiamata "I Vancori", mentre quella interna è detta "Pizzo Sopra la Fossa" (Fig. 6). Entrambe le creste rappresentano i resti di vecchi edifici vulcanici.

L'erosione ha inciso *canyons* profondi lungo le scarpate di questi vecchi edifici ed un'ampia scarpata coperta da ceneri vulcaniche collegate all'attività vulcanica recente si estende dalla parte superiore del vulcano a quella sud-orientale. Nella mappa schematica di Fig. 6 sono stati rappresentati i principali sistemi di drenaggio del settore a terra.

I crateri attivi non sono localizzati alla sommità dell'edificio vulcanico, ma a 100-150 m sotto "Pizzo Sopra La Fossa" in una depressione che si è formata circa 5000 anni fa in conseguenza del collasso di una parte dell'edificio vulcanico (Fig. 6). I crateri, ancora caratterizzati da attività vulcanica, sono attualmente tre e definiscono complessivamente un terrazzo, una struttura in continuo cambiamento che si accresce verticalmente.

I flussi di lava, tra i quali la Sciara del Fuoco è attivo, decorrono lungo un'ampia valle inclinata verso mare, che si estende fino a 1700 m di profondità (Romagnoli et al., 1993). I flussi sono prevalentemente localizzati lungo il fianco nord-occidentale del vulcano e si sono formati anche in seguito ad ampi crolli dell'edificio vulcanico (Pasquaré et al., 1993; Fig. 6).

La parte emersa dello Stromboli si è formata nel corso di due cicli distinti di attività eruttiva (Barberi et al., 1974). Il ciclo antico è composto da eruzioni ritmiche di materiali piroclastici e flussi di lava, dando luogo alla formazione del settore orientale dell'isola. Il ciclo recente, durante il quale i flussi lavici sono stati prevalentemente eruttati, è responsabile della formazione della metà occidentale dell'edificio vulcanico. L'attività del ciclo recente continua attualmente con l'attività dei crateri circostanti la colata lavica della Sciara del Fuoco.

Stromboli è uno dei pochi vulcani al mondo che ha un'attività eruttiva continua con periodi di pochi giorni o decenni da circa 2000 anni. L'attività vulcanica continua e persistente implica l'esistenza di una camera magmatica di grandi dimensioni alimentata con continuità, che genera esplosioni di moderata energia (Barberi et al., 1993). Le esplosioni durano 10 secondi e si ripetono ad intervalli di 10-20 minuti, risultando connessi con i movimenti fluvio-dinamici del magma all'interno del condotto (Ereditato e Luongo, 1997; Chouet et al., 1999; Ripepe et al., 2001; De Martino et al., 2004). Le sorgenti delle esplosioni sono concentrate a profondità di 200 m sotto la sommità dei crateri (Chouet et al., 1997; Saccorotti e Del Pezzo, 2000). Questa attività moderata è stata interrotta da episodi di maggiore entità, accompagnati da flussi di lava avvenuti nel 1975 (Capaldi, 1978), nel 1985 (De Fino et al., 1988), nel 1993 (Bonaccorso et al., 1996) ed infine nel Dicembre 2002 (Bonaccorso et al., 2003).

L'ultima eruzione dello Stromboli, avvenuta il 28 Dicembre 2002 è stata anticipata da un aumento dell'attività esplosiva a partire da Maggio 2002 e dall'aumento di lava nei crateri da Novembre,

quando dal fianco settentrionale del secondo cratere è eruttato un piccolo flusso di lava, che si propagava nella parte superiore della Sciara del Fuoco. A partire da Dicembre le esplosioni e l'altezza delle eruzioni sono state particolarmente intense nel primo cratere, localizzato a NW. Nello stesso giorno si è avuta l'apertura di una frattura che ha causato lo spostamento verso NW della parte superiore del vulcano, localizzata a SE della Sciara del Fuoco e la formazione di piccole scarpate parallele alla direzione della scarpata originata dalla frana, che ha raggiunto il mare producendo uno tsunami (Bonaccorso et al., 2003).

3. STUDI PRECEDENTI DI GEOLOGIA MARINA

Molti studi di geologia marina sono stati precedentemente finalizzati a ricostruire le frane sottomarine, i depositi di mare profondo ed altri aspetti geologici e vulcanologici riguardanti il vulcano Stromboli. Alcuni di essi sono inclusi in un libro riguardante le eruzioni dello Stromboli del 2002 e del 2003 (Baldi et al., 2008; Bertagnini et al., 2008; Bonforte et al., 2008; Calvari et al., 2008; Marani et al., 2008; Martini et al., 2008; Ripepe et al., 2008; Tibaldi, 2001; Tibaldi, 2008; Tommasi et al., 2008).

Nel mese di dicembre dell'anno 2002, in seguito a 17 anni di intensa attività stromboliana ed al graduale incremento nella frequenza delle esplosioni entro il cratere superiore del vulcano, si aprì una lunga fessura eruttiva nel fianco nord-occidentale del vulcano (Calvari et al., 2008). L'attività esplosiva alimentò valanghe di detrito calde che fluivano lungo la Sciara del Fuoco verso il mar Tirreno, seguite dall'intensa emissione di lave. Dopo pochi giorni le fratture formate lungo la Sciara del Fuoco hanno causato la frana di due ampie porzioni della scarpata nord-orientale del vulcano, altamente instabile (Tommasi et al., 2008).

Le frane hanno innescato due onde di tsunami estese circa 100 m verso terra, che hanno raggiunto la città di Milazzo e la costa settentrionale della Sicilia (Tinti et al., 2008). La sequenza di frane subito dopo l'eruzione, che ha interessato il settore nord-occidentale del vulcano è stata ricostruita in dettaglio (Tommasi et al., 2008). Le frane hanno coinvolto il settore nord-orientale della scarpata della Sciara del Fuoco, producendo onde di tsunami lungo le coste dell'isola.

I volumi delle masse distaccate dalle scarpate subaeree e sottomarine sono state quantificate per comparare la morfologia prima e dopo la frana, ottenuta integrando dati aereo-fotogrammetrici e batimetrici per ricostruire la geometria e la cinematica delle frane (Tommasi et al., 2008).

L'evoluzione morfologica integrata, sia subaerea che sottomarina, della Sciara del Fuoco dopo il 2002 è stata ricostruita con la fotogrammetria digitale e la batimetria Multibeam per ottenere un DTM sia a terra che a mare del fianco nord-occidentale del vulcano Stromboli (Baldi et al., 2008). L'unione dei dati a terra e a mare e la comparazione di diversi DTM ha consentito di effettuare la stima dei volumi di rocce coinvolti nelle frane ed il monitoraggio delle variazioni morfologiche indotte dai processi erosionali e deposizionali del vulcano (Baldi et al., 2008).

La mappa dei residui ottenuta sottraendo i DTM pre-frana e post-frana ha mostrato che nella sua parte subaerea la frana è articolata in due differenti corpi. Allo stesso tempo, i rilievi batimetrici effettuati in mare basso hanno evidenziato un'ampia nicchia di distacco di forma sub-circolare, profonda circa 45 m, collegata all'evento di tsunami. La comparazione dei DTM pre-frana e post-frana ha consentito di stimare che i materiali mobilizzati dalla frana sottomarina sono circa $9.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Baldi et al., 2008; Chiocci et al., 2008a; 2008b; Tommasi et al., 2008).

La morfologia sottomarina della Sciara del Fuoco è stata ricostruita in dettaglio (Marani et al., 2008). Due scarpate sottomarine delimitano la parte più bassa di un'ampia valle con un fondo piatto. Oltre i 900 m di profondità il margine orientale della Sciara del Fuoco consiste di un'incisione che si inarca verso nord fino a 1700 m di profondità, diminuendo in rilievo con la profondità.

Il deposito di frana consiste di depositi prossimali grossolani sulla scarpata del vulcano e di depositi torbiditici sabbiosi e distali (Marani et al., 2008). I depositi prossimali sono caratterizzati da due facies, la prima con un deposito caotico grossolano, mentre la seconda è una facies sabbiosa che si sviluppa lateralmente al di sopra del deposito grossolano.

Alcuni rilievi marini sono stati eseguiti nell'offshore della Sciara del Fuoco per effettuare il monitoraggio delle scarpate sottomarine dello Stromboli dopo la frana del Dicembre 2002 (Chiocci et al., 2008a). Le variazioni morfologiche ed i processi deposizionali che hanno portato al graduale riempimento della nicchia di distacco sono stati studiati in dettaglio. La nicchia di distacco è stata progressivamente riempita da lave e detriti vulcanoclastici.

Durante il primo mese il tasso di riempimento è stato molto alto a causa dell'entrata in mare dei flussi piroclastici e delle variazioni morfologiche sulla scarpata. Durante i mesi successivi il tasso di riempimento è diminuito quando i coni eruttivi si sono sollevati e l'eruzione vulcanica si è fermata.

Dopo quattro anni (febbraio 2007) la metà delle nicchie di distacco era stata riempita, ma si è verificata una nuova eruzione ed un delta di lava si è messo in posto nella nicchia del 2002, influenzando le variazioni naturali della scarpata. La ricostruzione morfologica della geometria e del volume della nicchia di distacco durante il periodo 2002-2007 ha evidenziato uno spostamento puntuale e veloce dei depocentri e la messa in posto di depositi detritici, che hanno velocemente fossilizzato la frana (Chiocci et al., 2008a).

Mappe batimetriche e del backscatter di alta risoluzione nell'offshore di Stromboli sono state presentate (Bosman et al., 2009). L'edificio vulcanico è caratterizzato da una forma sub-conica, simmetrica rispetto ad un asse NE-SW. Le dimensioni del vulcano Strombolicchio, localizzato a NE dello Stromboli, sono state ricostruite ri-tracciando la sua morfologia dopo l'erosione del moto ondoso. Sul fianco nord-orientale sottomarino dello Strombolicchio, un trend strutturale N64°E controlla la forma del canyon dello Strombolicchio (Bosman et al., 2009). Il fianco sottomarino meridionale del vulcano ha un trend strutturale radiale, che riflette un regime di stress vulcanico. Collassi laterali a grande scala hanno coinvolto i fianchi NW e SE del vulcano, producendo grandi valanghe di detrito (Bosman et al., 2009).

Nuovi dati batimetrici e Sidescan Sonar collezionati sui fianchi sommersi dell'edificio vulcanico, integrati con la sismica e le campionature di fondo mare indicano che ripetuti processi di instabilità laterale si sono verificati sul fianco orientale del vulcano (Romagnoli et al., 2009). Questo fianco del vulcano è opposto a quello orientale, sebbene non siano noti depositi di debris avalanche prima dell'esplorazione di alta risoluzione del fondo mare (Romagnoli et al., 2009).

Due collassi laterali a grande scala sono evidenziati da un campo a blocchi, che affiora sulla scarpata sommersa e da un'unità caotica attualmente interstratificata entro la sequenza vulcanoclastica al piede del fianco sommerso. Una continuità morfologica può essere ipotizzata tra la nicchia di distacco sommersa e quella subaerea.

Le porzioni sottomarine dell'edificio vulcanico dello Stromboli comprendono circa il 98% dell'estensione totale dell'edificio vulcanico e sono in gran parte ricoperte da un cuneo

vulcanoclastico attuale (Casalbore et al., 2010). Questo cuneo mostra una grande variabilità sia parallelamente che perpendicolarmente alla scarpata, riguardante sia la morfologia che i depositi di trasporto gravitativo di massa, lateralmente passanti a depositi emipelagici.

Un ampio spettro di strutture erosionali e deposizionali è stato riconosciuto sulla superficie del cuneo. Sulle piattaforme sommerse, le piattaforme costiere ed i terrazzi deposizionali collegati al moto ondoso ed alle variazioni del livello del mare sono stati riconosciuti. Queste forme agiscono sull'immagazzinamento e sul rimaneggiamento dei materiali vulcanoclastici derivati dalle parti subaeree. Le correnti di torbidità sono state attive sulla scarpata, generando canali erosivi e fosse, complessi di argine-canale e onde di sedimento grossolane (Casalbore et al., 2010).

4. METODOLOGIE E DATI

La crociera oceanografica STRO-06 è stata eseguita a bordo della N/O Urania del Consiglio Nazionale delle Ricerche (Marsella et al., 2007; Castellano et al., 2008). La nave era normalmente usata per ricerche geologiche, geofisiche ed oceanografiche nel mar Mediterraneo. La N/O Urania era equipaggiata con un sistema di posizionamento DGPS, ecoscandaglio single-beam e batimetria Multibeam, sistemi di acquisizione integrata di dati geofisici ed oceanografici e sistemi di campionatura sia per l'acqua che per i sedimenti.

Navigazione e posizionamento

La nave era organizzata per l'acquisizione dei dati Multibeam e la navigazione usando il software PDS2000 della RESON. Il tempo assoluto UTC era misurato e registrato ad ogni scoppio prodotto dal PDS2000 dal software Java Daphne (Stanghellini and Bortoluzzi, 2004) interfacciato con un Trimble Acutime ed un sistema di posizionamento differenziale DGPS. E' stato usato il sistema Benthos Chirp dotato di 16 trasduttori. Il flusso dei dati e la loro qualità sono state controllate dal software SWANPRO della Communication Technology. La workstation del Subbottom Chirp riceveva le posizioni dal PDS2000. Le posizioni erano successivamente registrate sugli *headers* delle tracce XTF come la latitudine e la longitudine.

Batimetria Multibeam

L'acquisizione dei dati batimetrici Multibeam è stata eseguita attraverso una *workstation* interfacciata con il sistema Multibeam RESON 8160. Il sistema Multibeam adottato è stato il Multibeam RESON 8160 a 50 kHz, con un'apertura di 150° e con un *range* di 5000 m. Una sonda di velocità era direttamente interfacciata con il processore del sistema Multibeam, quindi fornendo i dati necessari per la formazione del *beam*. Inoltre, due datasets sono stati generati ed immagazzinati su computer separati per il *back-up* dei dati su HD e su CD/DVD. Il software PDS2000 è stato capace di costruire un Modello Digitale del Terreno (DTM) durante l'acquisizione della batimetria nell'area in studio. Il dataset Multibeam esistente sarà quindi usato per una compilazione aggiornata di dati batimetrici a scala regionale. La calibrazione dei dati Multibeam è stata eseguita attraverso l'acquisizione di alcune linee. I valori di *heading* e *pitch* sono stati facilmente ritrovati, mentre i valori del *roll* sono stati difficili da ottenere a causa della ruvidità della morfologia del fondo mare.

Sonde CTD

Durante l'acquisizione batimetrica Multibeam sono state collezionate sonde CTD nell'area in studio. I dati CTD sono stati registrati usando un sistema di profilamento Mod. 911Plus SBE. I dati

grezzi sono stati registrati e processati attraverso un software di processing rispettivamente denominato SEASAVE e SBEdat.

I dati della sonda di velocità dai profili acquisiti sono stati immediatamente importati nel software PDS2000 per la correzione dei dati batimetrici Multibeam. Un esempio dei dati CTD è mostrato in Fig. 7.

Subbottom Chirp

Una griglia a spaziatura larga di profili Subbottom Chirp è stata acquisita ed interpretata. Questa ha consentito la delimitazione delle principali unità sismiche affioranti al fondo mare, il riconoscimento delle principali morfo-strutture e la calibrazione dell'interpretazione geologica del *Multibeam*.

La griglia sismica, radiale rispetto alla linea di costa è stata acquisita sulla scarpata continentale circostante l'edificio vulcanico (Fig. 1). La mappa è stata costruita usando un sistema di informazione geografico (GIS) importando i files collegati alle linee di navigazione, registrati a bordo con il programma di navigazione PDS2000.

Il processing dei dati sismici è stato realizzato presso il CNR-IAMC di Napoli utilizzando il software SEISPRHO (free download; Gasperini e Stanghellini, 2009). Il programma Seisphro processa i file registrati in un formato SEG-Y e produce come risultato finale le sezioni sismiche come immagini bitmap. Le immagini bitmap delle sezioni sismiche Chirp così ottenute sono state migliorate attraverso l'applicazione di un Linear Gain (LG) costante con la profondità, che ha consentito di rendere più leggibili per l'interpretazione geologica i riflettori sismici un po' più profondi.

Questo passaggio del processing sismico è stato eseguito dai borsisti in formazione del progetto Stigeac dietro le mie indicazioni e con il mio insegnamento. Tale processing semplice dei dati Chirp ha consentito anche di migliorare la visualizzazione delle sequenze sismiche vulcaniche, che si presentavano particolarmente caotiche.

Interpretazione geologica e geomorfologia vulcanica

La prima fase di processing ed interpretazione dei dati batimetrici Multibeam ha consentito la loro restituzione cartografica come carte batimetriche con isobate a contour e mappe *shaded relief* per l'interpretazione geologica dei lineamenti morfostrutturali principali. Sono state quindi riconosciute le principali morfo-strutture affioranti al fondo mare. L'interpretazione geologica dei profili sismici di alta risoluzione ha consentito la ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale delle successioni di scarpata continentale.

Le unità stratigrafiche così riconosciute appartengono alla sequenza deposizionale tardo-quadernaria (Catalano et al., 1996; Fabbri et al., 2002). Dal Pleistocene superiore all'Olocene l'evoluzione spazio-temporale e la migrazione laterale e verticale degli ambienti deposizionali marino costiero, di piattaforma continentale e di scarpata è stata riconosciuta in questa sequenza.

La successione stratigrafica ha registrato le variazioni dello spazio di accomodamento dei depositi tardo-quadernari durante l'ultimo ciclo glacio-eustatico del 4° ordine, di età compresa tra 128 ky (stage Tirreniano) e tempi recenti (sub-stadio isotopico 5e; Shackleton e Opdyke, 1973; Martinson et al., 1987).

La presenza di affioramenti di basamento acustico vulcanico al fondo mare non ha permesso un classico approccio stratigrafico tenendo conto delle relazioni stratigrafiche tra il basamento acustico e le unità sismiche del riempimento sedimentario. I *system tracts* della sequenza deposizionale tardo-quadernaria, essendo limitati da superfici tempo-trasgressive, possono essere considerate equivalenti alle unità delimitate da *unconformities* (UBSU; Chang, 1975; Nummendal e Swift, 1987; Galloway, 1989; Sacchi et al., 1999).

Le tecniche ed i metodi della geomorfologia vulcanica sono stati usati nell'interpretazione geologica dei dati collezionati nell'isola vulcanica di Stromboli (Grosse et al., 2012; Lahitte et al., 2012; Platz et al., 2012; Procter et al., 2012; Rodriguez-Gonzalez et al., 2012; Thouret, 1999; Thouret and Nemeth, 2012; Torrecillas et al., 2012).

Il significato della geomorfologia vulcanica è stato migliorato attraverso la classificazione quantitativa delle forme vulcaniche, inclusa la morfometria e gli studi basati sulle osservazioni di terreno, i dati del rilevamento remoto e gli esperimenti di laboratorio, come pure l'uso delle immagini da aereo ed i dati digitali acquisiti con i radar ed i satelliti integrati con i dati dei DEM (*Digital Elevation Models*; Thouret, 1999).

Il monitoraggio delle variazioni morfologiche in aree vulcaniche ha fornito un contributo fondamentale alla comprensione delle dinamiche dei sistemi vulcanici sia durante le eruzioni che negli stadi post-eruttivi. I tassi dei processi geomorfologici che agiscono a diversa scala nei vulcani sono stati misurati per migliorare gli aspetti teorici della geomorfologia vulcanica (Thouret, 1999).

La produzione e la comparazione dei DEM è necessaria per documentare e descrivere quantitativamente l'evoluzione morfologica indotta dai processi vulcanici costruttivi e distruttivi, come la messa in posto dei flussi di lava, i collassi calderici e le instabilità gravitativa. In particolare, per le aree sottomarine, le tecniche acustiche come i rilievi batimetrici Multibeam consentono di investigare il fondo mare con un dettaglio crescente ed una piena copertura.

I processi di instabilità a grande scala, le forme erosionali e le valanghe di detrito presentano una particolare rilevanza nel caso di studio dell'isola dello Stromboli. Come conseguenza della rapida costruzione dell'edificio vulcanico, molti vulcani sono predisposti ad ampie frane dei fianchi o delle scarpate che risultano da un'instabilità di carattere strutturale. Le frane delle scarpate producono valanghe di detrito mobili ed i depositi collegati sono stati studiati in dettaglio da vari autori (Voight et al., 1983; Siebert et al., 1987; Crandell, 1988; Glicken, 1991; Moore et al., 1994).

Le frane vulcaniche di grandi dimensioni creano morfologie specifiche e depositi peculiari, come la rientranza a forma di ferro di cavallo dell'isola d'Ischia (Chiocci et al., 1998; Aiello et al., 2009; 2012) e le alte scarpate acclivi che hanno forma ad anfiteatro. Le valanghe di detrito sono caratterizzate da una facies hummocky a matrice e blocchi, che consiste di detriti non assortiti da angolari a sub-angolari. Esiste una relazione tra la distanza (*run-out*) percorsa dalla frana ed il volume della frana stessa.

Come tecnica analitica la geomorfologia vulcanica può identificare le facies sedimentarie ed i modelli di facies per i sistemi vulcano-sedimentari e stabilire i criteri per il riconoscimento dei depositi vulcanoclastici in vecchie successioni vulcaniche, che evidenziano il ruolo degli effetti climatici e tettonici sul trasporto e la deposizione ed analizzano le caratteristiche dei flussi gravitativi di sedimenti per determinare i parametri rilevanti per la modellizzazione del loro comportamento (Thouret, 1999).

5. RISULTATI

5.1 MORFO-BATIMETRIA E GEOLOGIA

I materiali eruttati dal vulcano Stromboli, che mostra una costante attività vulcanica durante il tempo geologico, franano sulle scarpate circostanti e si depositano sui fianchi sottomarini dell'edificio vulcanico, che sono dislocati da instabilità gravitative (flussi gravitativi di massa, flussi di detrito, valanghe di detrito, scorrimenti, crolli, scivolamenti ed erosione lungo canali).

I fianchi dell'isola di Stromboli sono caratterizzati dalla presenza di lineamenti di instabilità gravitativa, frequenti sui fianchi delle isole vulcaniche (Chiocci et al., 1998). Procedendo verso est si rinviene un cordone di detriti anastomizzati, caratterizzato da flussi canalizzati di detrito organizzati in lineamenti trasversali al fondo mare. A nord dell'isola, i flussi canalizzati agiscono su un fondale piatto, caratterizzato da una bassa riflettività; ad ovest si rinviene la continuazione sottomarina della Sciara del Fuoco, che rappresenta un flusso di lava sempre attivo, che può essere seguito per alcuni chilometri prima della giunzione laterale con il canyon di Stromboli.

Il canyon di Stromboli rappresenta uno dei canyons più importanti del Tirreno meridionale e collega la linea di costa della Sicilia con la piana batiale tirrenica che circonda le isole Eolie. Il canyon riceve flussi canalizzati sul suo lato destro (come il canyon di Gioia) e flussi di massa sul lato sinistro (anche sui fianchi dell'isola vulcanica di Stromboli), dove il suo asse tocca l'arcipelago delle Eolie.

Una mappa *shaded relief* della batimetria Multibeam dell'isola di Stromboli è stata costruita ed interpretata (Marsella et al., 2007; Aiello et al., 2014; Fig. 8). L'estensione totale del rilievo batimetrico è di 910 km² in un intervallo batimetrico da 11 m a 2555 m. I dati Multibeam hanno fornito interessanti evidenze sull'assetto morfologico, vulcanologico e strutturale dell'isola di Stromboli, con particolare riferimento alle instabilità gravitative sottomarine e sui collassi laterali dell'edificio vulcanico.

L'interpretazione geologica del DTM dell'isola di Stromboli mostra diversi lineamenti morfologici (Fig. 8). A destra dell'isola è importante notare la presenza del canyon di Stromboli, alimentato da un canale tributario laterale, che drena gli apporti vulcanoclastici che provengono dall'edificio vulcanico sommerso dell'isola di Panarea.

Sono stati identificati due lineamenti morfostrutturali principali, rispettivamente con andamento N-S e NE-SW. I fianchi sommersi del vulcano sono incisi da lineamenti morfostrutturali controllati dalle instabilità gravitative sottomarine lungo le scarpate acclivi. Sul lato destro nella mappa Multibeam è possibile identificare il plateau dello Strombolicchio, localizzato tra le isobate dei 50 m e 150 m. Sul lato sinistro nella mappa Multibeam è importante notare la presenza del canyon dell'Angitola, che drena gli apporti vulcanoclastici provenienti dalla scarpata continentale della Calabria.

Una *slope map* dell'offshore di Stromboli è stata costruita in base ai dati batimetrici Multibeam (Fig. 9). Le scarpate della parte sommersa superiore dello strato-vulcano sono minori di 10°. Una rottura di pendenza segna il passaggio alla parte inferiore dell'edificio vulcanico, che mostra scarpate con pendenze comprese tra 10° e 25°. L'ultimo gradiente della scarpata, in corrispondenza della base del vulcano, si rinviene a pendenze comprese tra 0° e 5°. Si noti che il margine delle sciare sommerse (flussi di lava), dei canali più pronunciati e del canyon di Stromboli mostra pendenze comprese tra 35° e 40° (Fig. 10).

Sono state costruite mappe dettagliate *shaded-relief* dei fianchi SE e SW del vulcano (Fig. 10 e 11). I cerchi indicano la localizzazione delle tre stazioni OBS usate per localizzare il rilievo di sismica a rifrazione eseguito durante la crociera STRO-06 in una fase progettuale preliminare. E' importante notare la rottura di pendenza che segna il passaggio dalla base dell'edificio vulcanico sommerso dello Stromboli alla piana batiale tirrenica, localizzata a circa 2100 m di profondità, al passaggio con il vulcano di Panarea. Nella parte inferiore della figura è riportata una mappa *shaded relief* di dettaglio del fianco SW dell'isola. I cerchi indicano la localizzazione delle sei stazioni OBS posizionate prima dell'esecuzione del rilievo sismico a rifrazione *wide angle* (Marsella et al., 2007). Sono stati identificati coni vulcanici avventizi collegati all'edificio vulcanico principale.

Una mappa *shaded-relief* con isobate a contour dell'edificio vulcanico sommerso è stata costruita (Fig. 12). A destra nella mappa di Fig. 12 è stato identificato il canyon di Stromboli, che drena gli apporti vulcanoclastici che provengono dal vulcano sommerso di Panarea. Due lineamenti morfostrutturali principali, rispettivamente N-S e NE-SW sono stati riconosciuti. I fianchi sommersi dell'edificio vulcanico sono coinvolti da lineamenti morfostrutturali controllati da instabilità gravitative lungo scarpate acclivi (Fig. 12). In alto a destra nella mappa è visibile il plateau dello Strombolicchio a profondità tra 50 e 150 m. In alto a sinistra nella figura è stata identificata la parte inferiore del canyon dell'Angitola, mentre nella parte inferiore è visibile la parte settentrionale del vulcano di Panarea (Fig. 12).

Il profilo batimetrico ABCD (Fig. 13) decorre parallelamente alla rottura di pendenza che unisce la parte superiore acclive dell'edificio vulcanico sommerso con la sua parte inferiore, che ha scarpate meno acclivi. Il segmento AB taglia la prosecuzione sottomarina della Sciara del Fuoco e mostra indizi di un'intensa canalizzazione, mentre il segmento BC è compreso tra due minimi di profondità nella piana batiale, tagliando un canale profondo localizzato sul fianco nord-orientale del vulcano, a probabile controllo strutturale (Fig. 13). Il segmento CD taglia il fianco sud-orientale del vulcano sommerso, caratterizzato da instabilità gravitative sottomarine (Fig. 13).

Il profilo batimetrico ABC taglia il fianco sud-orientale del vulcano di Stromboli e il canyon di Stromboli (Fig. 14). Il segmento AB mostra una complessiva diminuzione di profondità d'acqua procedendo da N a S ed indizi di canali di varie dimensioni (Fig. 14). Il segmento BC mostra una sezione del canyon di Stromboli caratterizzato da un fondo piatto e da argini asimmetrici (Fig. 14).

5.2 INTERPRETAZIONE DEI PROFILI SISMICI SUBBOTTOM CHIRP

Le linee processate ed interpretate sono elencate nella Tabella 1.

Linea	Numero di scoppi	Sorgente sismica
Chirp Stromboli canyon P	3118	Subbottom Chirp
Chirp Stromboli canyoo	6219	Subbottom Chirp
Chirp Stromboli1_est	360	Subbottom Chirp
Chirp Stromboli1_esu	6219	Subbottom Chirp
Chirp Stromboli1_esv	6219	Subbottom Chirp
Chirp Stromboli1_esw	550	Subbottom Chirp
Chirp Stromboli1_esx	962	Subbottom Chirp
Chirp Stromboli1_esy	6219	Subbottom Chirp

Chirp Stromboli canyon	6129	Subbottom Chirp
Chirp Stromboli canyos	2213	Subbottom Chirp

Tabella 1: Tabella schematica riportante i nomi delle linee sismiche, il numero di scoppi e la sorgente sismica dei dati collezionati.

Alcune unità sismiche sono state identificate in base all'interpretazione geologica dei profili Subbottom Chirp registrati intorno all'edificio vulcanico ed interpretati come basamento acustico vulcanico e come corpi di frana sovrapposti messi in posto durante la sua evoluzione vulcano-tettonica. Questi sono collegati all'attività eruttiva dello Stromboli, principalmente polifasica ed ai processi tettonici regionali che coinvolgono la geologia dell'Arco Eolico.

L'interpretazione della linea sismica Stromboli canyon P (Fig. 15) ha suggerito la presenza di un basamento acustico vulcanico, geneticamente collegato alle lave dello Stromboli, localizzato a profondità tra 30 e 60 msec. Questo basamento è ricoperto da una sequenza relativamente spessa, caratterizzata da riflettori sismici paralleli ed interpretata come sedimenti sottili del Pleistocene superiore (Fig. 15). Questa è ricoperta da un'altra sequenza sismica riconosciuta fino al fondo mare e caratterizzata da un segnale sismico discontinuo di alta ampiezza, interpretata come depositi marini grossolani del Pleistocene superiore.

L'interpretazione della linea sismica Stromboli canyon (Fig. 16) ha confermato l'assetto stratigrafico del profilo precedente. Un basamento acustico vulcanico è stato identificato ad una profondità media di 40 msec. Questo basamento è ricoperto da una sequenza sismica caratterizzata da riflettori paralleli ed interpretata come sedimenti sottili del Pleistocene superiore (Fig. 16). Questa è a sua volta ricoperta da un'altra sequenza riconosciuta fino al fondo mare e caratterizzata da un segnale sismico discontinuo di alta ampiezza, interpretata come depositi marini grossolani del Pleistocene superiore.

Simili risultati sono stati ottenuti dall'interpretazione geologica della linea sismica Stromboli canyos (Fig. 17).

L'interpretazione della linea Chirp Stromboli esu ha evidenziato la presenza di un basamento acustico vulcanico ricoperto da una sequenza sismica interpretata come depositi marini grossolani del Pleistocene superiore (Fig. 18). Nel primo sottofondo una spessa sequenza sismica caratterizzata da una facies caotica è stata interpretata come depositi della valanga di detrito collegata allo Stromboli (Fig. 18).

Simili risultati sono stati ottenuti dall'interpretazione geologica della linea sismica Stromboli 1 est (Fig. 19) e Stromboli 1 esv (Fig. 20). Le stesse linee sismiche sono state riconosciute anche sulle linee sismiche Stromboli 1 esw e Stromboli 1 esx (Fig. 21 e 22).

6. CONCLUSIONI

Le attività di formazione ed addestramento di quattro borsisti nel campo del processing e dell'interpretazione geologica hanno consentito di fornire un contributo fondamentale allo svolgimento dell'Obiettivo 3 del Progetto Stigeac (MIUR). E' stato sviluppato un esempio di applicazione di dati geofisici ed ambientali in ambiente marino profondo nel campo delle scienze marine, sviluppato nell'offshore della Sicilia settentrionale.

Nuovi contributi sulla morfo-batimetria, la geologia marina e la stratigrafia sismica dell'area sottomarina dello Stromboli sono stati discussi attraverso dati di batimetria Multibeam e di sismica di alta risoluzione. Nuove carte batimetriche sono state presentate unitamente all'interpretazione sismica per supportare la conoscenza della struttura vulcanica a mare dello Stromboli.

La formazione dell'Arco Eolico e conseguentemente dell'isola dello Stromboli è geneticamente collegata all'effetto del *roll-back* passivo del piano di subduzione della crosta ionica sotto la regione calabrese (Malinverno e Ryan, 1986; Kastens et al., 1988) ed ai processi geodinamici di fusione parziale alla scala del mantello (Marani e Trua, 2002; Fig. 3), che consentono la migrazione verso est dei processi estensionali a scala regionale e la creazione di crosta oceanica nella piana batiale del Tirreno meridionale (Savelli, 1984; Rehault et al., 1987; Sartori et al., 1986; 1987; Panza et al., 2003; Procter e Sheridan, 2012).

Lungo il margine tirrenico dell'Italia meridionale e della Sicilia settentrionale è stata rilevata una forte sismicità caratterizzata da ipocentri bassi, mentre nel Tirreno meridionale sono stati osservati terremoti intermedi e profondi. In accordo con le interpretazioni di alcuni autori gli ipocentri definiscono una zona di Benioff, che suggerisce la presenza di un piano di subduzione arcuato con la concavità verso NW (Gasparini et al., 1982; Chouet, 1985; Chouet et al., 2003). La zona di sismicità profonda del Tirreno meridionale è ricoperta dall'arco vulcanico recente delle Isole Eolie (Barberi et al., 1978; Beccaluva et al., 1985), che è parte di un sistema più esteso di vulcani sommersi (Enarete, Eolo, Alcione, Lametini, Palinuro).

L'alimentazione magmatica sia per le isole Eolie che per il bacino del Marsili deriva dal flusso laterale di astenosfera intorno allo slab ionico e dalla conseguente fertilizzazione e fusione parziale del cuneo del mantello (Marani e Trua, 2002). La sorgente magmatica comune sia per l'arco che per il bacino di retroarco è supportata dall'osservazione che le lave campionate dal vulcano Marsili sono comparabili, da un punto di vista composizionale, con le lave degli archi insulari tipiche dei vulcani eolici (Beccaluva et al., 1985).

Otto edifici vulcanici subaerei sono localizzati in corrispondenza dell'Arco Eolico. Mentre la maggior parte di questi vulcani sono alimentati da fluidi magmatici collegati geneticamente allo slab litosferico ionico, altri vulcani (Vulcano, Lipari e Salina) sono allineati lungo una faglia trascorrente regionale con andamento NNW-SSE, che taglia anche il vulcano dell'Etna.

I distretti vulcanici sottomarini del Tirreno meridionale sono stati recentemente analizzati come recenti risorse geotermiche, considerati gli alti valori del flusso di calore collegati a queste strutture vulcaniche (Signanini et al., 2006). Recenti rilievi batimetrici Multibeam del Tirreno meridionale hanno fornito osservazioni morfologiche di estremo dettaglio sulla struttura degli archi vulcanici emersi e sommersi e sulla piana batiale tirrenica (Marani e Gamberi, 2004a; 2004b).

Nell'Arco Eolico l'attività vulcanica si è esplicata in quattro fasi principali, di età compresa tra 1.3 e 1 My B.P. al vulcano Sisifo ed a Filicudi (Beccaluva et al., 1985). Il vulcano Stromboli ha iniziato a formarsi circa 110 milioni di anni fa. Questo mostra una forma conica e fianchi simmetrici e ha

un'altezza media di 927 metri sul livello del mare. Esso rappresenta la parte emersa di un'importante edificio vulcanico, alto più di 3000 metri.

L'attività eruttiva polifasica ha controllato un'architettura stratigrafica caratterizzata dalla sovrapposizione di differenti prodotti vulcanici (lave e piroclastiti). La formazione del vulcano è iniziata circa 200 ky B.P. nel settore nord-orientale dell'isola con la crescita di un edificio vulcanico ora completamente eroso, il cui camino centrale è rappresentato dall'isolotto di Strombolicchio.

Dopo 100 ky B.P., in corrispondenza dell'edificio attuale, un nuovo vulcano iniziò a crescere (Paleostromboli I), raggiungendo un'altezza di 400 m, in gran parte ribassato dopo grandi esplosioni, che hanno dato luogo ad una caldera di forma ellittica. La depressione calderica è stata riempita dalla crescita di un nuovo vulcano, alto 700 m (Paleostromboli II). La vita del vulcano si è conclusa circa a 35 ky B.P. con il ribassamento di una nuova caldera di forma circolare. Dopo circa 34 ky B.P. un nuovo vulcano (Vancori) ha subito un enorme scivolamento nella parte sommitale e nel fianco occidentale. A testimoniare questo collasso è rimasto un largo anfiteatro che ora circonda la parte sommitale del vulcano Stromboli, incluso il cratere attivo.

La struttura dell'isola vulcanica di Stromboli può essere ricollegata a quella dei vulcani della Campania: in entrambi i casi si è sviluppato uno strato a bassa velocità di spessore compreso tra 10 e 15 km, ricoperto da crosta continentale sottile. Le differenze strutturali tra Stromboli ed i vulcani prossimali di Vulcano e Lipari sono confermate dai differenti caratteri geochimici (Finizola et al., 2003; Revil et al., 2004).

I dati geologici processati ed interpretati nell'ambito del progetto di formazione Stigeac sono in accordo con la letteratura geologica precedente sull'area in studio (Kidd et al., 1998), riguardante la geologia marina delle isole Eolie e del canyon di Stromboli. I margini del bacino sono caratterizzati da nicchie di distacco, canali ed ampi accumuli di detrito sulla scarpata continentale calabrese (non discussa in questo rapporto tecnico). Questa evidenza è in accordo con i dati sismostratigrafici derivanti dall'interpretazione delle linee Chirp precedentemente discusse.

Nel canyon di Stromboli e nei tributari collegati il trasporto di sedimenti ha generato correnti di torbidità ed onde di sedimento. Tra i margini del bacino e la piana abissale, il basamento vulcanico affiorante al fondo mare intrappola parte dei sedimenti provenienti dalle aree marginali (Kidd et al., 1998). Tale basamento vulcanico è stato identificato nelle linee sismiche qui interpretate.

BIBLIOGRAFIA

- Aiello G., Sorgente R. (2015) *Raccolta di contributi scientifici – Corso di formazione OTTIMA*. Monografia, CNR Solar Editore, 180 pp., IAMC-CNR Sede di Napoli e Sezione di Oristano, Napoli, 2015.
- Aiello G., Di Fiore V., Marsella E., Passaro S. (2014) *High resolution seismic data coupled to Multibeam bathymetry of Stromboli island collected in the frame of the Stromboli geophysical experiment: implications with the marine geophysics and volcanology of the Aeolian Arc volcanic complex (Sicily, Southern Tyrrhenian sea, Italy)*. SpringerPlus 2014;3:232. doi:10.1186/2193-1801-3-232.
- Amato A., Montone P. (1997) *Present-day stress field and tectonics in the southern peninsular Italy*. Geophys. J. Int., 130:519–534.
- Amato A., Chiarabba C., Selvaggi G. (1997) *Crustal and deep seismicity in Italy (30 years after)*. Annals of Geophysics, 40(5):981–993.
- Baldi P., Bosman A., Chiocci F.L., Marsella M., Romagnoli C., Sonnessa A. (2008) *Integrated subaerial-submarine morphological evolution of the Sciara del Fuoco after the 2002 landslide*. In: Calvari S, Inguaggiato S, Puglisi G, Ripepe M, Rosi M (eds) *The Stromboli Volcano: An Integrated Study of the 2002–2003 Eruption*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, pp 171–182.
- Barberi F., Innocenti F., Ferrara G., Keller J., Villari L. (1974) *Evolution in the Aeolian arc volcanism (Southern Tyrrhenian sea)*. Earth Plan. Sc. Lett. 21:269–276.
- Barberi F., Bizouard H., Capaldi G., Ferrara G., Gasparini P., Innocenti F., Joron J.L., Lambert B., Treuil M., Allegre C. (1978) *Age and Nature of Basalts from the Tyrrhenian Abyssal Plain*. In: Hsu KJ, Montadert L (Eds) *Initial Reports DSDP*, 42, 1. Washington, pp 509–516.
- Barberi F., Rossi M., Sodi A. (1993) *Volcanic hazard assessment at Stromboli based on review of historical data*. Acta Vulcanologica 3:173–187.
- Beccaluva L., Gabbianelli G., Lucchini F., Rossi P.L., Savelli C. (1985) *Petrology and K/Ar age of volcanics dredged from the Aeolian seamounts: implications for geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian basin*. Earth Plan Sc Lett, 74:187–208.
- Beccaluva L., Brotzu P., Macciotta G., Morbidelli L., Serri G., Traversa G. (1989) *Cenozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Tyrrhenian area*. In: Boriani A, Bonafede M, Piccardo GB, Vai GB (eds) *The Lithosphere in Italy*, Accademia Nazionale dei Lincei, 80. Rome, Italy, pp 229–248.
- Beccaluva L., Coltorti M., Galassi B., Macciotta G., Siena F. (1994) *The Cenozoic calcalkaline magmatism of the Western Mediterranean and its geodynamic significance*. Bollettino di Geofisica Teorica Applicata, 36 (141-144):293–308.
- Bertagnini A., Metrich N., Francalanci L., Landi P., Tommasini S., Conticelli S. (2008) *Volcanology and magma geochemistry of the present-day activity: constraints on the feeding system*. In: Calvari S, Inguaggiato S, Puglisi G, Ripepe M, Rosi M (eds) *The Stromboli Volcano: An Integrated Study of the 2002–2003 Eruption*., Monograph Series, American Geophysical Union (2008), pp 19–37.
- Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R., Scandone P. (1989) *Structural Model of Italy, scale 1:500.000*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Quaderni De La Ricerca Scientifica, Rome, Italy, 114 (3).
- Boccaletti M., Nicolich R., Tortorici L. (1990) *New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian Basin*. Paleogeo Paleoclim Paleoeool 77:15–40.
- Bonaccorso A., Cardaci C., Coltelli M., Del Carlo P, Falsaperla S, Panucci S, Pompilio M, Villari L (1996) *Volcanic activity on Stromboli in 1993*. In: *Annual Report of the World Volcanic Eruptions in 1993*, 33rd edn, Bulletin Volcanic Eruptions., pp 7–13.

- Bonaccorso A., Calvari S., Garfi G., Lodano L., Patanè D. (2003) *Dynamics of the December 2002 flank failure and tsunamis at Stromboli volcano inferred by volcanological and geophysical observations*. *Geophys. Res. Lett.* 30(18):1941, doi:10.1029/2003g1017702.
- Bonforte A., Aloisi M., Antonello G., Casagli N., Fortuny-Guash J., Guerri L., Nunnari G., Puglisi G., Spata A., Tarchi D. (2008) *Movements of the Sciara del Fuoco*. In: Calvari S, Inguaggiato S, Puglisi G, Ripepe M, Rosi M (eds) *The Stromboli volcano: an integrated study of the 2002–2003 eruption*. Geophysical Monograph Series, American Geophysical Union, pp 183–199.
- Bortoluzzi G, Ligi M, Romagnoli C, Cocchi L, Casalbore D, Sgroi T, Cuffaro M, Caratori Tontini F, D’Oriano F, Ferrante V, Remia A, Riminucci F (2010) *Interactions between volcanism and tectonics in the western Aeolian sector, southern Tyrrhenian sea*. *Geophys. J. Int.* 183:64–78.
- Bosman A., Chiocci F.L., Romagnoli C. (2009) *Morpho-structural setting of Stromboli volcano revealed by high-resolution bathymetry and backscatter data of its submarine portions*. *Bull. Volcanol.* 71:1007–1019.
- Calvari S., Inguaggiato S., Puglisi G., Ripepe M., Rosi M. (2008) *The Stromboli volcano: an integrated study of the 2002–2003 eruption*, Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union, ISBN 9780875904474.
- Capaldi G. (1978) *Stromboli and its 1975 eruption*. *Bull. Volcanol.* 41:1–27.
- Casalbore D., Romagnoli C., Chiocci F.L., Frezza V. (2010) *Morpho-sedimentary characteristics of the volcanoclastic apron around Stromboli volcano (Italy)*. *Marine Geology*, 269(3–4):132–148.
- Castellano M, Augusti V, De Cesare W, Favali P, Frugoni F, Montuori C, Sgroi T, De Gori P, Govoni A, Moretti M, Patanè D, Cocina O, Zuccarello L, Marsella E, Aiello G, Di Fiore V, Ligi M, Bortoluzzi G, Ferrante V, Marchetti E, La Canna G, Ulivieri G (2008) *Seismic Tomography Experiment at Italy’s Stromboli Volcano*. EOS Transaction AGU, American Geophysical Union 89:269–276.
- Catalano R, Bartolini C, Fabbri A, Marani M, Roveri M, Lembo P, Marsella E, Ulzega A (1996) *Norme generali delle linee guida di rilevamento geologico nelle aree marine da sottoporre al Servizio Geologico d’Italia*. Rapporto finale per la Commissione di Studio di Cartografia Geologica Marina.
- Chang KH (1975) *Unconformity-bounded stratigraphic units*. *GSA Bulletin*, 86(11):1544–1552.
- Chiarabba C, Jovane L, Di Stefano R (2005) *A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings*. *Tectonophysics*, 395:251–268.
- Chiocci FL, Budillon F, de Alteriis G, Marani M, Gamberi F, Romagnoli C, Martorelli E, Bosman A, Cammaroto S, Cammarano D, Celia Magno M, Falese FG, Imbò G, Jacobs CL, Wallace RF, Matthew D, Flewellen C (1998) *Prime immagini Tobi dei mari Italiani- Rilievo sonar ad alta definizione e grande copertura di elementi geologici primari del Tirreno meridionale*. Proceedings 49 Cong of the Italian Geological Society, Palermo. Italy, Abstract and Poster.
- Chiocci FL, Romagnoli C, Tommasi P, Bosman A (2008a) *The Stromboli 2002 tsunamigenic submarine slide: characteristics and possible failure mechanisms*. *J Geophys Res* 113(B10102):11, Doi: 10.1029/2007JB005172.
- Chiocci FL, Romagnoli C, Bosman A (2008b) *Morphologic resilience and depositional processes due to the rapid evolution of the submerged Sciara del Fuoco (Stromboli Island) after the December 2002 submarine slide and tsunamis*. *Geomorphology*, 100(3/4):356–365.
- Chouet B (1985) *Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor*. *Journal of Geophysical Research*, 90:1881–1893.
- Chouet B, Hamisevicz N, McGetchin TR (1974) *Photoballistics of volcanic jet activity at Stromboli, Italy*. *Journal of Geophysical Research*, 79:4961–4976.
- Chouet B, Saccorotti G, Martini M, Dawson P, De Luca G, Milano G, Scarpa R (1997) *Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli volcano, Italy*. *Journal of Geophysical Research*, 102(12):915–950.

- Chouet B, Saccorotti G, Dawson P, Martini M, Scarpa R, De Luca G, Milano G, Cattaneo M (1999) *Broadband measurements of the sources of the explosions at Stromboli volcano, Italy*. Geophysical Research Letters, 26 (13):1937–1940.
- Chouet B, Dawson P, Ohminato T, Martini M, Saccorotti G, Giudicepietro F, De Luca G, Milano G, Scarpa R (2003) *Source mechanism of explosions at Stromboli volcano, Italy, determined from moment-tensor inversions of very-long period data*. Journal of Geophysical Research, 108 (B1):2019.
- Cimini GB (1999) *P-wave deep velocity structure of the Southern Tyrrhenian Subduction Zone from non linear teleseismic travelttime tomography*. Geophysical Research Letters, 26:3709–3712.
- Cimini GB (2004) *Tomographic studies of the deep structure of the Tyrrhenian- Apennine system*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia 64:15–28.
- Crandell DR (1988) *Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California and debris-avalanche hazard zonation*. US Geol Survey Bull 1861:32.
- De Fino M, La Volpe L, Falsaperla S, Frazzetta G, Neri G, Francalanci L, Rosi M, Sbrana A (1988) *The Stromboli eruption of December 6, 1985-April 25, 1986: volcanological, petrological and seismological data*. Rendiconti Soc Ital Mineral Petrol 43:1021–1038.
- De Martino S, Falanga M, Godano C (2004) *Dynamical similarities of explosions of Stromboli volcano*. Geophysical Journal International, 157:1247–1254.
- Dewey JF, Pitman WC, Ryan WBF, Bonin J (1973) *Plate tectonics and the evolution of the Alpine system*. Geol Soc of Am Bull 84:3137–3184.
- Doglioni C (1991) *A proposal for kinematic modeling of W-dipping subduction: possible application to Tyrrhenian-Apennines system*. Terra Nova 3:423–434.
- Doglioni C, Harabaglia P, Merlini S, Mongelli F, Peccerillo A, Piromallo C (1999) *Orogens and slabs vs. their direction of subduction*. Earth Science Reviews, 45:167–208.
- Ereditato D, Luongo G (1997) *Explosions quakes at Stromboli (Italy)*. J Volcanol Geoth Res 79:265–276.
- Erickson AJ (1970) *Heat flow measurements in the Mediterranean, Black and Red Seas*. PhD Thesis, M.I.T, Cambridge.
- Fabrizi A, Argnani A, Bortoluzzi G, Correggiari A, Gamberi F, Ligi M, Marani M, Penitenti D, Roveri M, Trincardi F (2002) *Carta geologica dei mari italiani alla scala 1:250.000*. Guida al rilevamento. Presidenza del Consiglio dei Ministri, Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali.
- Faccenna C, Funicello R, Giardini D, Lucente P (2001) *Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean*. Earth Planetary Science Letters, 187:105–116.
- Finizola A, Sortino F, Lenat JF, Aubert M, Ripepe M, Valenza M (2003) *The summit hydrothermal system of Stromboli: self-potential, temperature, CO₂ and fumarolic fluid measurements with structural and monitoring implications*. Bulletin of Volcanology, 65:486–504.
- Frepoli A, Amato A (1997) *Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquakes fault plane solutions*. Geophysical Journal International, 129:368–388.
- Galloway WE (1989) *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units*. AAPG Bulletin 73(2):125–142.
- Gasparini P, Iannaccone G, Scandone P, Scarpa R (1982) *Seismotectonics of Calabrian Arc*. Tectonophysics 84:267–286.
- Gasperini L, Stanghellini G (2009) *Seisprho: an interactive computer program for processing and interpretation of high resolution reflection profiles*. Computer and Geosciences, 35(7):1497–1507.
- Giardini D, Velonà M (1991) *The deep seismicity of the Tyrrhenian sea*. Terra Nova 3:57–64.
- Glicken HX (1991) *Sedimentary architecture of large volcanic debris avalanches*. In: Fisher RV, Smith GA (Eds) *Sedimentation in Volcanic Settings*, 45th edn. SEPM Spec. Publ, pp 49–106.
- Grosse P, de Vries Van Wyk B, Euillades PA, Kervyn M, Petrinovic IA (2012) *Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models*. Geomorphology, 136:114–131

- Hirahara K, Hasemi A (1993) *Tomography of subduction zones using local and regional earthquakes and teleseismic*. In: Iyer HM, Hirahara K (eds) *Seismic Tomography: Theory and Practice*. Chapman and Hall, London, pp 519–562.
- Holcomb LG (1989) *Seismic noise*. In: Van Nostrandt R (ed) *The encyclopedia of Solid Earth Geophysics.*, pp 1089–1092.
- Hutchinson I, Von Herzen RP, Loudon KE, Sclater JG, Jemsek J (1985) *Heat flow in the Balearic and Tyrrhenian basins, Western Mediterranean*. *Journal of Geophysical Research*, 90:685–702.
- Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (2005) *Seismic bulletin*. Rome, Italy, <http://www.ingv.it>.
- Jolivet L, Faccenna C, Goffè B, Mattei M, Rossetti F, Brunet C, Storti F, Funicello R, Cadet JP, D'Agostino N, Parra T (1998) *Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the Northern Tyrrhenian sea*. *Journal of Geophysical Research*, B6:12–123, 97JB03616.
- Kastens K, Mascle J, Bonatti E, Broglia C, Channell JET, Curzi P, Emeis KC, Glacon G, Hasegawa S, Hieke W, Mascle G, McCoy F, McKenzie J, Mendelson J, Muller C, Rehault JP, Robertson A, Sartori R, Sprovieri R, Torii M (1988) *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. *GSA Bull* 100(7):1140–1156.
- Keller J (1974) *Petrology of volcanic rocks from Aeolian islands*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 46:29–47.
- Kidd RB, Lucchi RG, Gee M, Woodside JM (1998) *Sedimentary processes in the Stromboli canyon and Marsili Basin, SE Tyrrhenian sea: results from side-scan sonar surveys*. *Geomarine Letters*, 18:146–154.
- Lahitte P, Samper A, Quidelleur X (2012) *DEM-based reconstruction of southern Basse-Terre volcanoes (Guadeloupe archipelago, FWI): Contribution to the Lesser Antilles Arc construction rates and magma production*. *Geomorphology*, 136:148–164.
- Lavecchia G (1988) *The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis*. *Tectonophysics*, 147:263–296.
- Lucente FP, Chiarabba C, Cimini GB, Giardini D (1999) *Tomographic constraints on the geodynamic evolution of the Italian region*. *J Geophys Res* 104 (B9):307–20, 327.
- Malinverno A, Ryan WBF (1986) *Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics* 5:227–245.
- Marani M, Gamberi F (2004a) *Structural framework of the Tyrrhenian sea unveiled by seafloor morphology*. In: Marani M, Gamberi F, Bonatti E (eds) *From Seafloor to Deep Mantle: Architecture of the Tyrrhenian Back-Arc Basin*. Mem. Descr. della Carta Geologica d'Italia, XLIV, Rome, Italy, pp 97–108.
- Marani M, Gamberi F (2004b) *Distribution and Nature of Submarine Volcanic Landforms in the Tyrrhenian Sea: the Arc vs. the Backarc*. In: *From Seafloor to Deep Mantle: Architecture of the Tyrrhenian Back-Arc Basin*. Mem. Descr. della Carta Geologica d'Italia, XLIV, Rome, Italy, pp 109–126.
- Marani M, Trua T (2002) *Thermal constriction and slab tearing at the origin of a superinflated spreading ridge: Marsili volcano (Tyrrhenian sea)*. *J Geophys Res*, 107(B9):2188, doi:10.1029/2001JB000285.
- Marani M, Gamberi F, Rosi M, Bertagnini A, Di Roberto A (2008) *Deep sea deposits of the Stromboli 30 December 2002 landslide*. In: Calvari S, Inguaggiato S, Puglisi G, Ripepe M, Rosi M (eds) *The Stromboli Volcano: An Integrated Study of the 2002–2003 Eruption*, Geophysical Monograph Series, American Geophysical Union, pp 157–169.
- Marsella E, Aiello G, Di Fiore V, Iavarone M, Passaro S, Ruggieri S, Scotto Di Vettimo P, Bortoluzzi G, Ferrante V, Ligi M, Favali P, Frugoni F, Innocenzi L, Mangano G, Sgroi T, Ilinskyi D, Rinke NR (2007a) *Report on the refraction seismic and morphobathymetric investigation during cruise STRO-06 aboard R/V Urania*. ISMAR Bologna Technical Report 101:67, available at the website http://projects.bo.ismar.cnr.it/MEDITERRANEAN/STROMBOLI/STRO06_REP.

- Martini M, D'Auria L, Caputo T, Giudicepietro F, Peluso R, Caputo A, De Cesare W, Esposito AM, Orazi M, Scarpato G (2008) *Seismological insights on the shallow magma system*. In: Calvari S, Inguaggiato S, Puglisi G, Ripepe M, Rosi M (eds) *The Stromboli Volcano: An Integrated Study of the 2002–2003 Eruption*, Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union, pp 279–286.
- Martinson DG, Pisias NG, Hays JD, Moore TC, Shackleton J (1987) *Age dating and the orbital theory of the ice ages development of a high resolution 0 to 300.000 year chronostratigraphy*. *Quat Res* 27:1–29.
- Mongelli F (1991) *Rethickening of the lithosphere after simple stretching in the Tuscan-Latinal pre-Apenninic belt*. *Boll Geof Teor Appl* 33:61–67.
- Mongelli F, Zito G (1994) *Thermal aspects of some geodynamical models of Tyrrhenian opening*. *Boll Geof Teor Appl* 36:21–28.
- Montuori C (2004) *Caratterizzazione geodinamica del Bacino Tirrenico Meridionale*. PHD Thesis, University of Chieti G. D'Annunzio, Italy.
- Moore JG, Normark WR, Holcomb RT (1994) *Giant Hawaiian underwater landslides*. *Science* 264:46–47.
- Morelli C (1970) *Physiography, gravity and magnetism of the Tyrrhenian sea*. *Bollettino di Geofisica Teorica Applicata* 2:275–311.
- Nummendal D, Swift DJP (1987) *Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples*. In: Nummendal O, Pilkey OH, Howard JR (eds) *Sea Level Fluctuation and Coastal Evolution*, Vol 260, 41st edn. SEPM Special Publication, pp 241–260.
- Panza GF, Mueller S, Calcagnile G (1980) *The gross features of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves*. *Pure Appl Geophys* 118:1209–1213.
- Panza GF, Pontevivo A, Sarao A, Aoudia A, Peccerillo A (2003) *Structure of the Lithosphere-Asthenosphere and Volcanism in the Tyrrhenian Sea and Surroundings*. The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Miramare, Trieste, pp 1–46.
- Pasquarè G, Francalanci L, Garduno VH, Tibaldi A (1993) *Structure and geologic evolution of the Stromboli volcano, Aeolian islands, Italy*. *Acta Vulcanol* 3:79–89.
- Patacca E, Pratlurion A, Salvini F, Sartori R, Scandone P, Vai GP (1989) *Synthetic structural-kinematic map of Italy, scale 1: 2.000.000*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Roma.
- Patacca E, Sartori R, Scandone P (1990) *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematics relations since Late Tortonian times*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 45:425–451.
- Piromallo C, Morelli A (1997) *Imaging the Mediterranean upper mantle by P-wave travel time tomography*. *Annali di Geofisica* 40:963–979.
- Platz T, Cronin SJ, Procter SN, Neall VE, Foler SF (2012) *Non-explosive, dome forming eruptions at Mt Taranaki, New Zealand*. *Geomorphology*, 136:15–30.
- Pondrelli S, Piromallo C (2003) *The southern Tyrrhenian basin: is something changing in its kinematics?* *Geophysical Research Abstracts* 5:06465.
- Pontevivo A, Panza G (2002) *Group velocity tomography and regionalization in Italy and bordering areas*. *Phys Earth Plan Intern* 134:1–15.
- Procter JN, Cronin SJ, Sheridan MF (2012) *Evaluation of Titan2D modeling forecasts for the 2007 Crater Lake break-out lahar, Mt. Ruapehu, New Zealand*. *Geomorphology* 136:95–105.
- Rehault JP, Mascle J, Fabbri A, Moussat E, Thommeret M (1987) *The Tyrrhenian sea before Leg 107*. In: Kastens KA, Mascle J, Auroux C et al (eds) *Proceeding Initial Reports ODP.*, p 107.
- Revil A, Finizola A, Sortino F, Ripepe M (2004) *Geophysical investigations at Stromboli volcano, Italy: proceedings of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of perityrrhenian areas*. In: Kastens KA, Mascle J et al (eds) *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 107th edn., pp 715–730.
- Ripepe M, Rossi M, Saccorotti G (1993) *Image processing of the explosive activity at Stromboli*. *J Volc Geoth Res* 54:335–351.

- Ripepe M, Ciliberto M, Della Schiava M (2001) *Time constraints for modelling source dynamics of volcanic explosions at Stromboli*. J Geophys Res 106 (B5):8713–8727.
- Ripepe M, Delle Donne D, Harris A, Marchetti E, Ulivieri G (2008) *Dynamics of Strombolian activity*. In: Calvari S, Inguaggiato S, Puglisi G, Ripepe M, Rosi M (eds) *The Stromboli Volcano: An Integrated Study of the 2002–2003 Eruption*, Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union, pp 39–48.
- Rodriguez-Gonzalez A, Fernandez-Turiel JL, Perez-Torrado R, Gimeno PD, Carracedo JC, Aulinas M (2012) *Factors controlling the morphology of monogenetic basaltic volcanoes: The Holocene volcanism of Gran Canaria (Canary Islands, Spain)*. Geomorphology 136:31–44.
- Romagnoli C, Kokelaar P, Rossi PL, Sodi A (1993) *The submarine extension of Sciara del Fuoco feature (Stromboli island): Morphological characterization*. Acta Vulcanol 3:91–98.
- Romagnoli C, Casalbore D, Chiocci FL, Bosman A (2009) *Offshore evidence of a large scale lateral collapse on the eastern flank of Stromboli, Italy, due to structurally controlled, bi-lateral flank instability*. Mar Geol 262:1–13.
- Royden L (1993) *The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries*. Tectonics 12:303–325.
- Sacchi M, Horvath F, Magyari O (1999) *Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary*. Geol Soc Lond Spec Publ 156:357–390.
- Saccorotti G, Del Pezzo E (2000) *A probabilistic approach to the inversion of data from a seismic array and its application to volcanic signals*. Geophys J Intern 143:249–261.
- Sartori R (1989) *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico ed i suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. Giorn Geol 3(51/52):1–39.
- Sartori R, ODP Leg 107 Scientific Staff (1989) *Drilling of ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea: tentative basin evolution compared to deformations in the surrounding chains*. In: Boriani A, Bonafede M, Piccardo GB, Vai GB (eds) *The Lithosphere in Italy*. Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, Italy, pp 139–156.
- Sartori R, Sprovieri R, Rio D, ODP Leg 107 Scientific Party (1986) *Faunal evidence of middle Pliocene strong subsidence in the central Tyrrhenian basin. Data from ODP Leg 107*. Oceans, Séance Spec Soc Geol France and Soc Geol Ital Villefranche sur Mer, 1–3 December 1986, Abstract.
- Sartori R, Mascle J, Amaudric De Chaffaut S (1987) *A review of circumtyrrhenian regional geology*. In: Kastens KA, Mascle J et al (eds) *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results, 107*, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Savelli C (1984) *Evoluzione del vulcanismo cenozoico (da 30 MA al presente) nel Mar Tirreno e nelle aree circostanti: ipotesi geocronologica sulle fasi di espansione oceanica*. Mem Soc Geol Ital 27:111–119.
- Savelli C (2001) *Two-stage progression of volcanism (8-0 Ma) in the central Mediterranean (Southern Italy)*. Journal of Geodynamics 31:393–410.
- Selvaggi G, Amato A (1992) *Subcrustal earthquakes in the Northern Apennines(Italy): evidence for a still active subduction?* Geophys Res Lett 19:2127–2130
- Selvaggi G, Chiarabba C (1995) *Seismicity and P-wave velocity image of the Southern Tyrrhenian subduction zone*. Geophys J Intern 121:818–826.
- Shackleton NJ, Opdyke ND (1973) *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volume on a 10 year scale*. Quat Res 3:39–55.
- Siebert L, Glicken HX, Ui T (1987) *Volcanic hazards from Bezymianny and Banda-type eruptions*. Bull Volcanol 49:435–459.
- Signanini P, Madonna R, Iezzi G, Favali P, Di Sabatino B, Crema G, Antonelli U, Paltrinieri D (2006) *I distretti vulcanici sottomarini del Tirreno: una possibile risorsa geotermica?* Giorn Geol Appl 4:195–200.

- Sigurdsson H (2000) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic, Florida, USA, pp 1–1417.
- Stanghellini G, Bortoluzzi G (2004) *Daphne: A Client Server Data Acquisition and Distribution Software Package Application with Load Cells and Accurate Event Time stamping on Oceanographic Ships.*, Available on the web at http://doc.bo.ismar.cnr.it/ISMARBOLOGNA/DAPHNE_REPORT/DAPHNE_REPORT.html
- Thouret JC (1999) *Volcanic geomorphology – a review*. *Earth Sci Rev* 47:95–132.
- Thouret JC, Nemeth K (2012) *Special issue on volcano geomorphology ‘Landforms, processes and hazards’: Introduction*. *Geomorphology* 136(1):1–5.
- Tibaldi A (2001) *Multiple sector collapses of Stromboli volcano, Italy: How they work*. *Bull Volcanol* 63:112–125.
- Tibaldi A (2008) *A new geological map of Stromboli volcano (Tyrrhenian sea, Italy) based on the application of lithostratigraphic and UBSU units*. In: Groppelli G, Goette LV (eds) *Stratigraphy and Geology of Volcanic Areas*. Geological Society of America, Special Publication, pp 171–194.
- Tinti S, Armigliato A, Manucci A, Pagnoni G, Tonini R, Zaniboni F, Maramai A, Graziani R (2008) *The double landslide-induced tsunamis*. In: Calvari S, Inguaggiato S, Puglisi G, Ripepe M, Rosi M (eds) *The Stromboli Volcano: An Integrated Study of the 2002–2003 Eruption*. Geophysical Monograph Series, American Geophysical Union, pp 147–156.
- Tommasi P, Baldi P, Chiocci FL, Coltelli M, Marsella M, Romagnoli C (2008) *Slope failures induced by the December 2002 eruption*. In: Calvari S, Inguaggiato S, Puglisi G, Ripepe M, Rosi M (eds) *The Stromboli Volcano: An Integrated Study of the 2002–2003 Eruption*. Geophysical Monograph Series, American Geophysical Union, pp 129–145.
- Torrecillas C, Berrocoso M, Perez Lopez M, Torrecillas MD (2012) *Determination of volumetric variations and coastal changes due to historical volcanic eruptions using historical maps and remote sensing at Deception Island (West-Antarctica)*. *Geomorphology* 136(1):66–79.
- Van der Voo R (1993) *Palaeomagnetism of the Atlantic Thetys and Iapetus Ocean*. Cambridge University Press, New York, 411 pp.
- Vidal N, Merle O (2000) *Reactivation of basement faults beneath volcanoes: a new model of flank collapse*. *J Volcanol Geoth Res* 119:145–159.
- Voight B, Janda RJ, Glicken H, Douglass PM (1983) *Nature and mechanics of the Mount St Helens rock slide avalanche of 18 May, 1980*. *Geotechnique* 33:243–273.
- Zito G, Mongelli F, De Lorenzo S, Doglioni C (2003) *Heat flow and geodynamics in the Tyrrhenian sea*. *Terra Nova* 15:425–432.

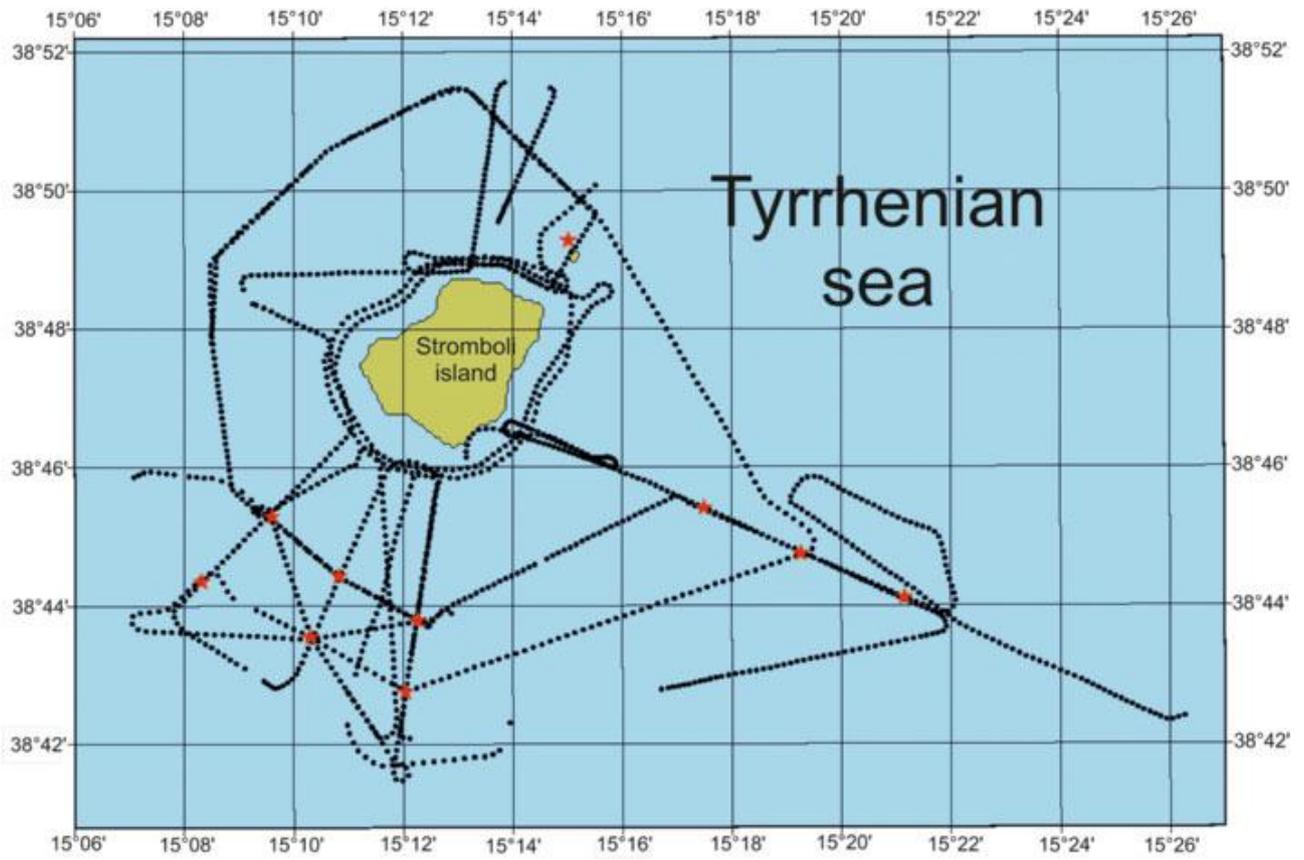


Fig. 1: Mappa di navigazione dei profili sismici acquisiti durante la crociera oceanografica STRO-06.

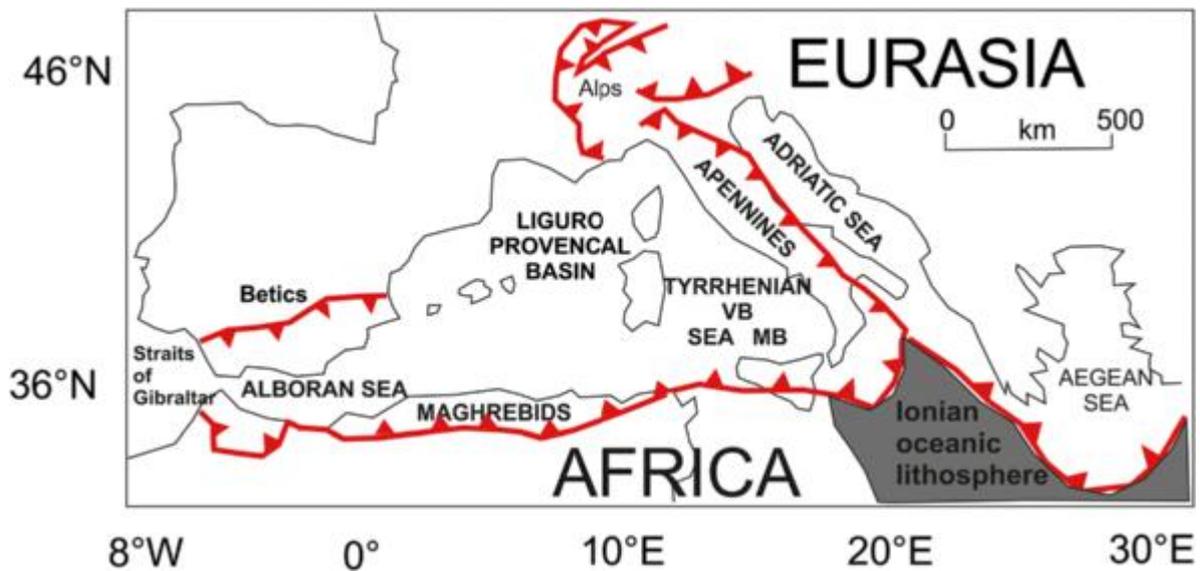


Fig. 2: Mappa schematica dei principali elementi strutturali dell'Italia (modificata da Marani e Trua, 2002). La linea con i triangoli bianchi rappresenta il fronte esterno della catena appenninico-maghrebide. La linea con i triangoli neri traccia il sovrascorrimento lungo l'Appennino settentrionale. La linea ondulata indica le principali faglie dirette che caratterizzano, a partire dal Pleistocene inferiore, l'Appennino meridionale e l'Arco Calabro. Le aree con i punti rappresentano l'avampaese apulo e l'avampaese africano (localizzato in Sicilia settentrionale). Sono stati inoltre rappresentati i principali lineamenti tettonici: TAO- linea di Taormina; SAN – Linea di Sanginetto; VB: Linea di Vavilov; MB: Bacino del Marsili.

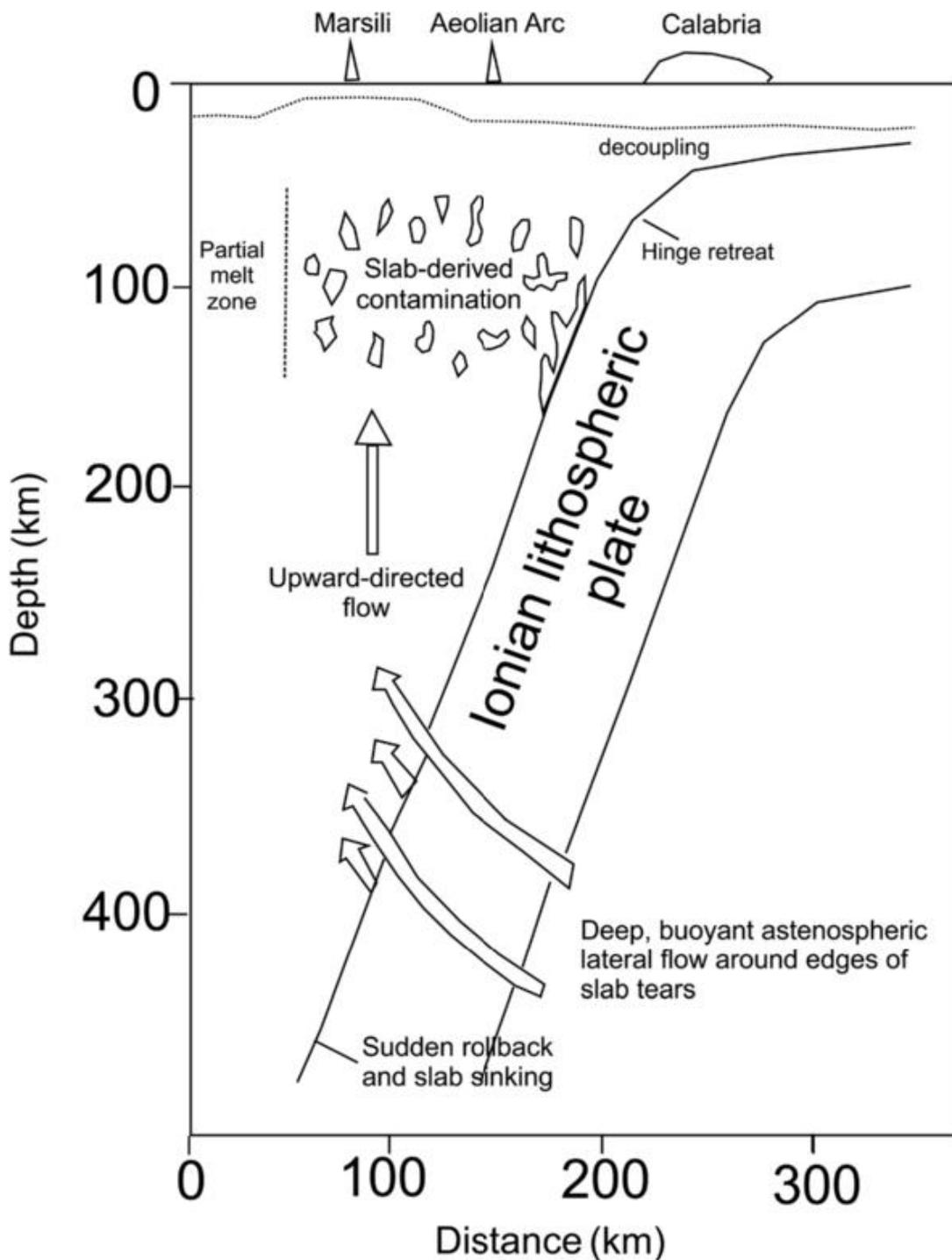


Fig. 3: Meccanismi di subduzione della litosfera ionica (modificato da Marani e Trua, 2002), con localizzazione del Marsili, dell'Arco Eolico e della Calabria. Un forte incremento del roll-back genera i flussi laterali dell'astenosfera profonda intorno ai margini dello slab litosferico. La linea punteggiata indica gli spessori crostali della zolla tirrenica.

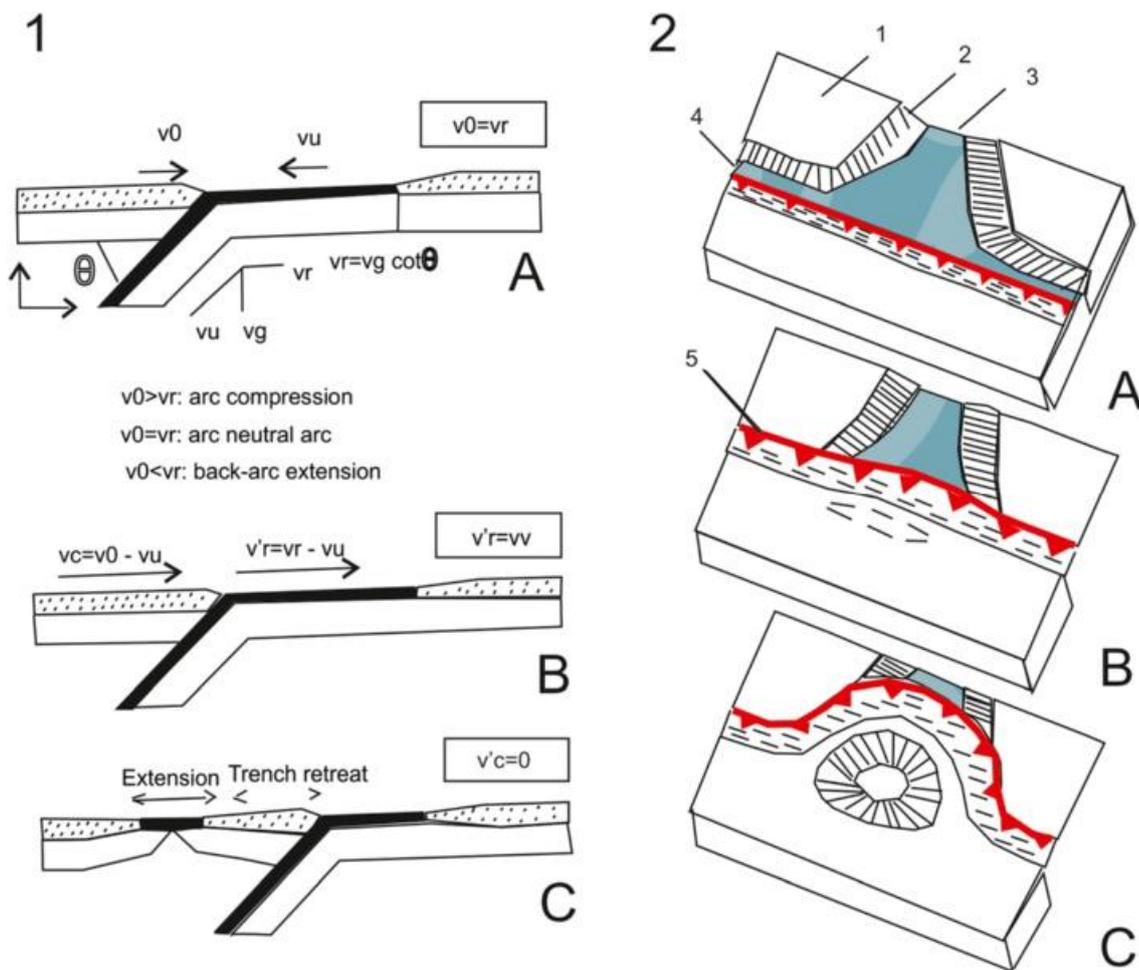


Fig. 4: Modello geodinamico del sistema Appennino-Tirreno (modificato da Malinverno e Ryan, 1986). 1: l'evoluzione del sistema arco-fossa (A) è collegata alla velocità dell'arretramento dello sla (V_r) ed all'angolo di inclinazione (Θ). In un sistema di riferimento fisso rispetto alla zolla in subduzione (B) le velocità che determinano lo stile tettonico compressivo o distensivo sono: v_c (velocità di convergenza tra le zolle), v'_r (velocità di arretramento della zolla sovrastante). Quando la convergenza non esiste ($v_c=0$) si verifica distensione nella zolla sovrastante per bilanciare l'arretramento della subduzione (C); 2) sviluppo di un bacino, riflessa dalla migrazione verso l'esterno dell'arco. 1: continente; 2: margine continentale; 3: settore oceanico; 4: zona di subduzione attiva; 5: zona di subduzione non ancora attiva. Gli stadi evolutivi A, B, e C indicano l'evoluzione temporale del sistema catena-bacino.

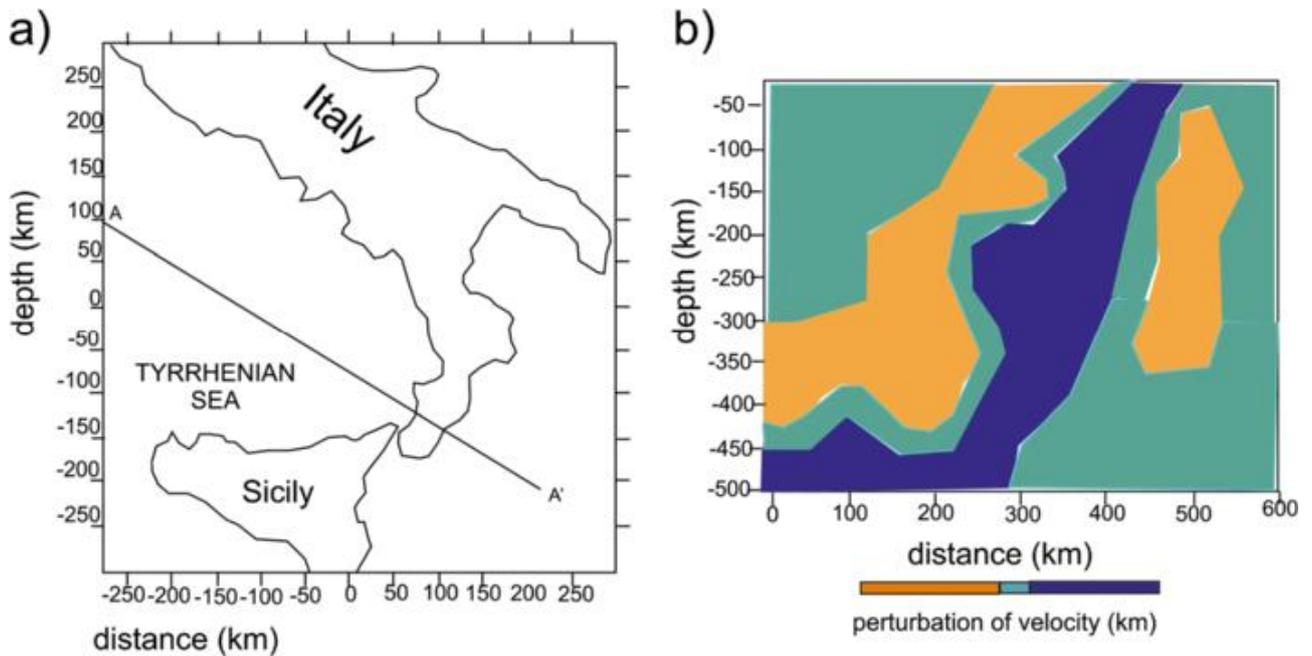


Fig. 5: Tomografia delle isole Eolie (modificato da Montuori, 2004). A: profilo AA' attraverso le Eolie. B: perturbazioni delle anomalie di velocità attraverso il profilo AA'. Si noti la presenza di un corpo ad alta velocità continuo, che raggiunge valori di perturbazioni del 5%, inclinato verso NW, esteso fino a 400 km di profondità. Al di sotto di questa profondità il corpo assume una forma suborizzontale. Gli eventi sismici (cerchi gialli) sono riportati sulla sezione se localizzati a 50 km di distanza dal piano di proiezione. La sismicità profonda è concentrata nella parte interna della struttura. Le zone a bassa velocità sono presentu lungo tutto il modello e al bordo della struttura veloce.

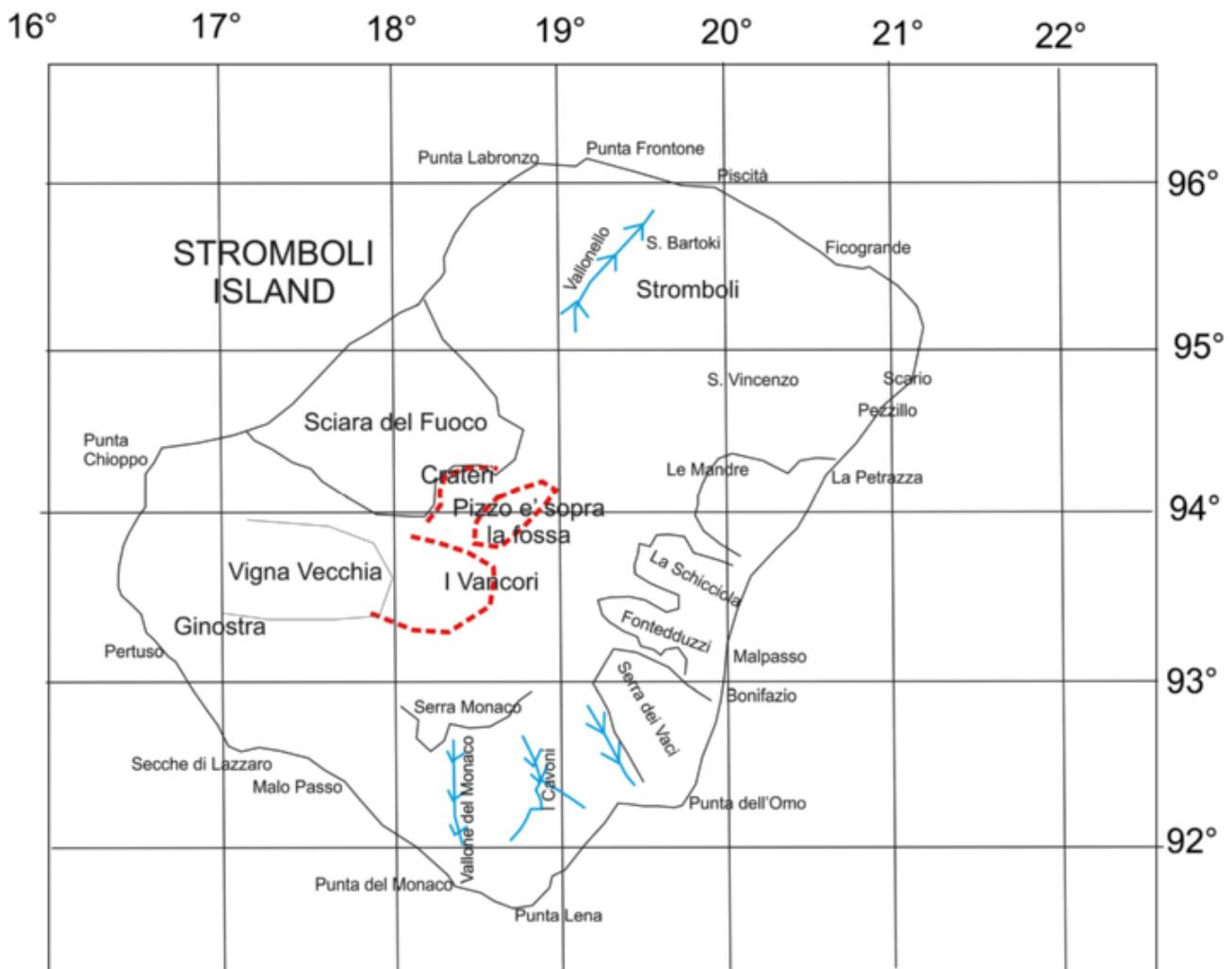


Fig. 6: Mappa di localizzazione dell'Isola di Stromboli, che riporta le principali località a terra. Le linee rosse indicano i bordi craterici dell'edificio vulcanico dello Stromboli. Le linee nere indicano gli assi di drenaggio presenti a terra nell'isola. Nella mappa è stata indicata la localizzazione della Sciara del Fuoco.

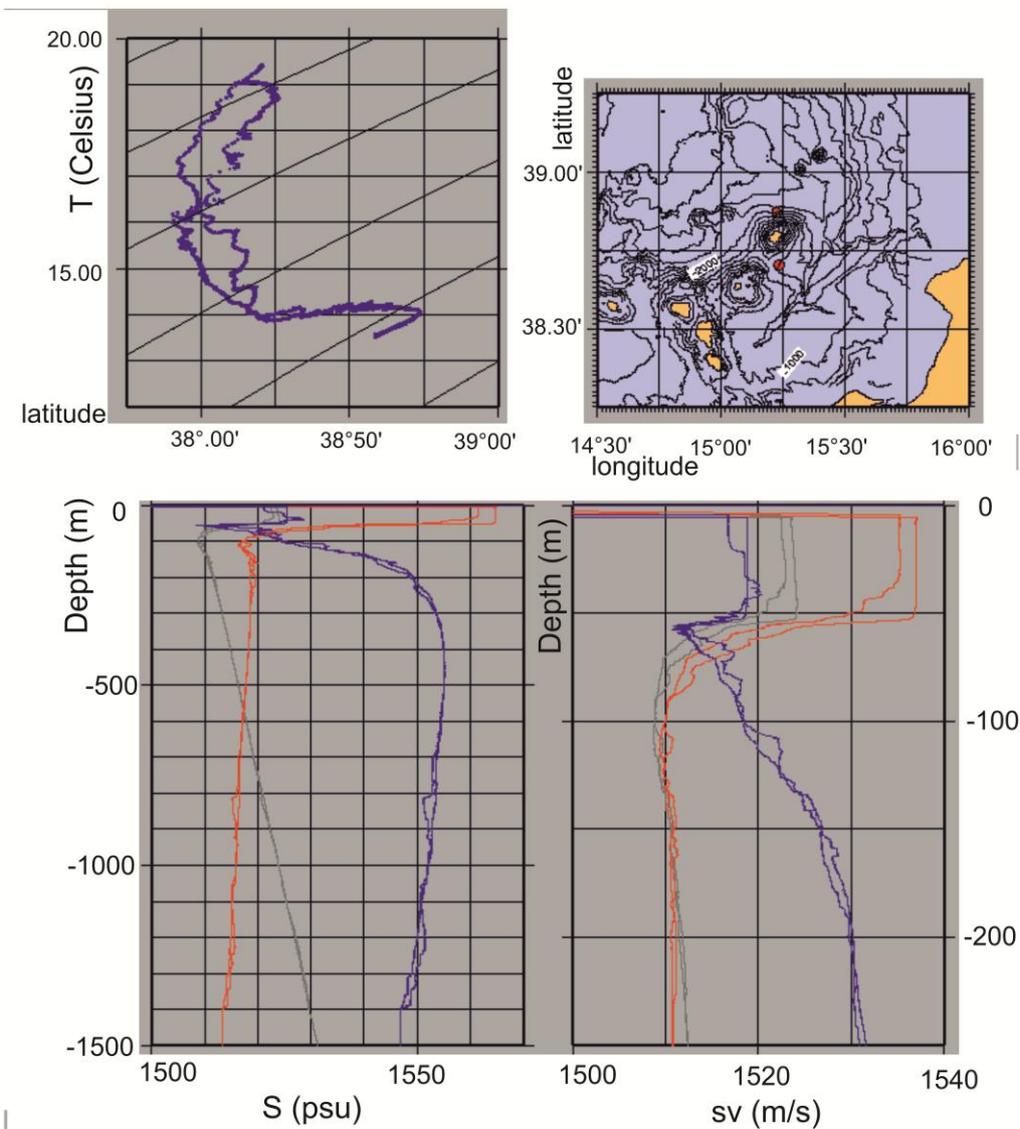


Fig. 7: Dati oceanografici relativi alla sonda CTD SBE911 PLUS acquisiti durante la crociera oceanografica STRO-06. La localizzazione delle sonde CTD è riportata nella mappa in alto a destra nella figura. Il riquadro in basso a destra nella figura riporta il diagramma della sonda di velocità (sv, misurato in m/s). Il riquadro in alto a sinistra nella figura riporta la temperatura (T, misurata in ° Celsius). Il riquadro in basso a sinistra nella figura riporta la salinità (S, misurata in PSU).

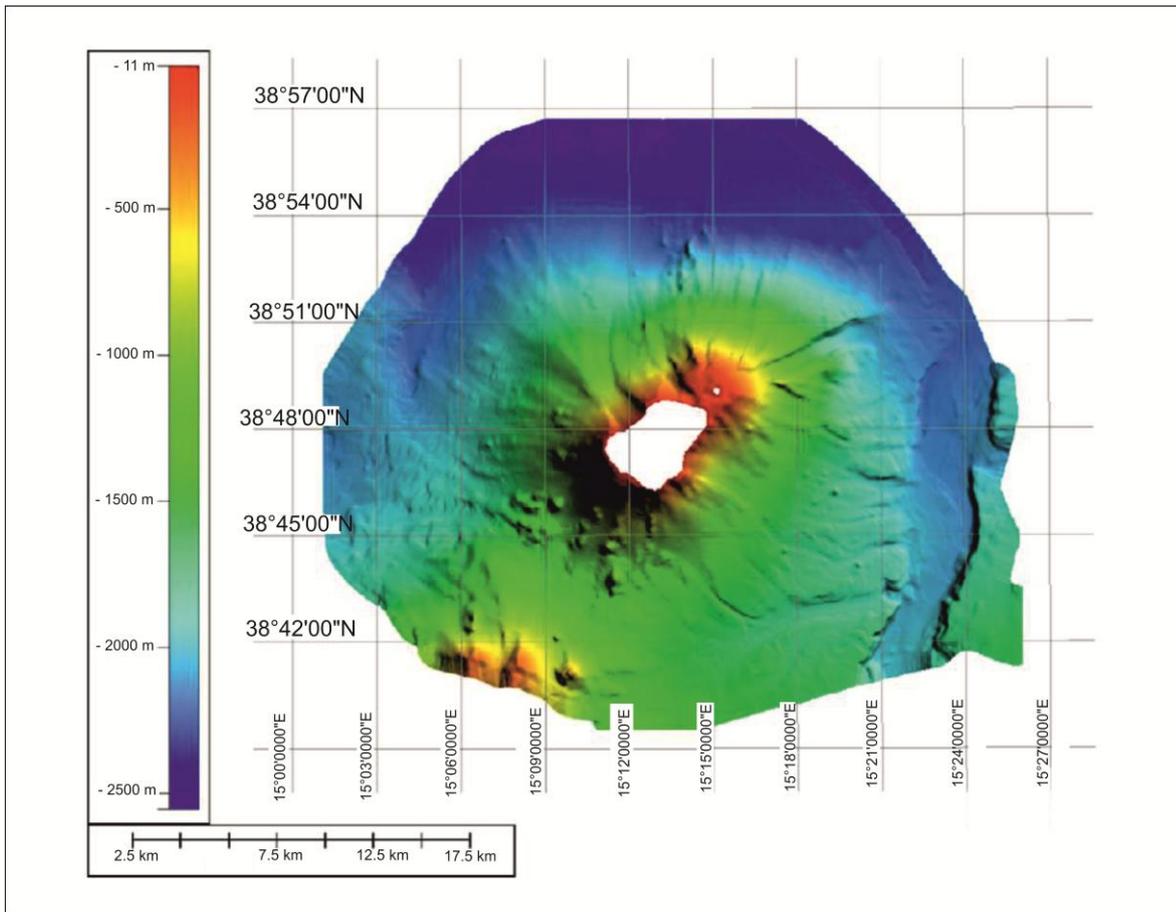


Fig. 8: Mappa shaded relief dell'isola di Stromboli. I dati acquisiti forniscono interessanti evidenze per comprendere l'assetto morfologico, vulcanologico e strutturale di Stromboli, con particolare riferimento ai processi di instabilità gravitativa (collapsi laterali sui fianchi dei vulcani).

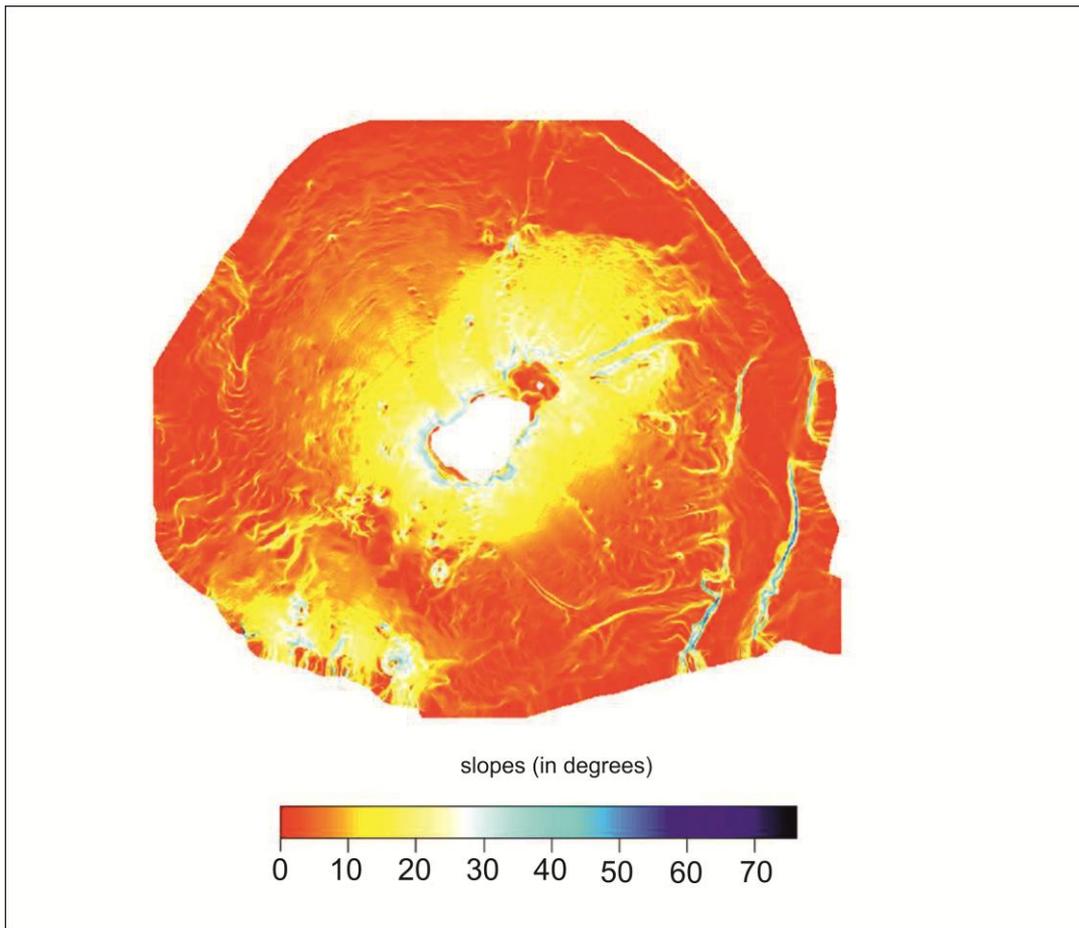


Fig. 9: Mappa delle pendenze dell'offshore di Stromboli. Sono stati identificati alcuni domini morfologici e de posizionali principali, ricollegabili alle classi di pendenza.

South-eastern flank of Stromboli volcanic edifice

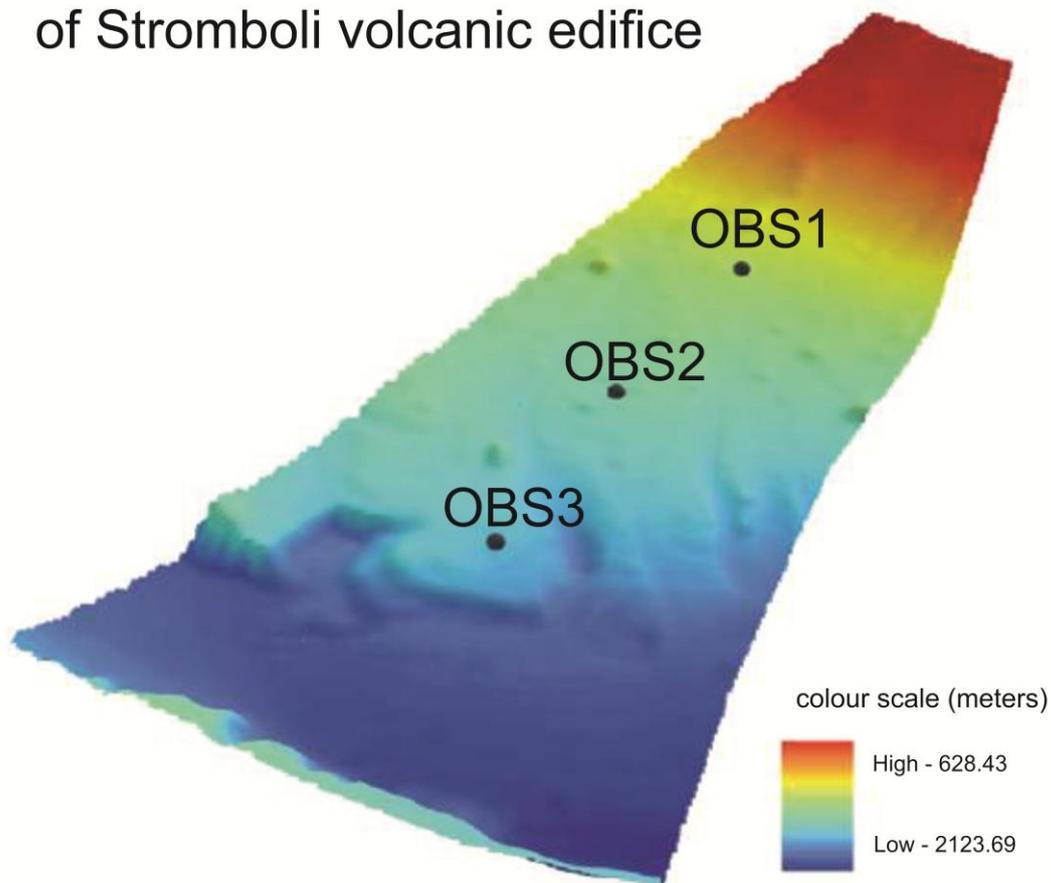


Fig. 10: Mappa *shaded relief* di dettaglio del fianco sud-orientale della parte sommersa del vulcano Stromboli costruita in base alla batimetria Multibeam.

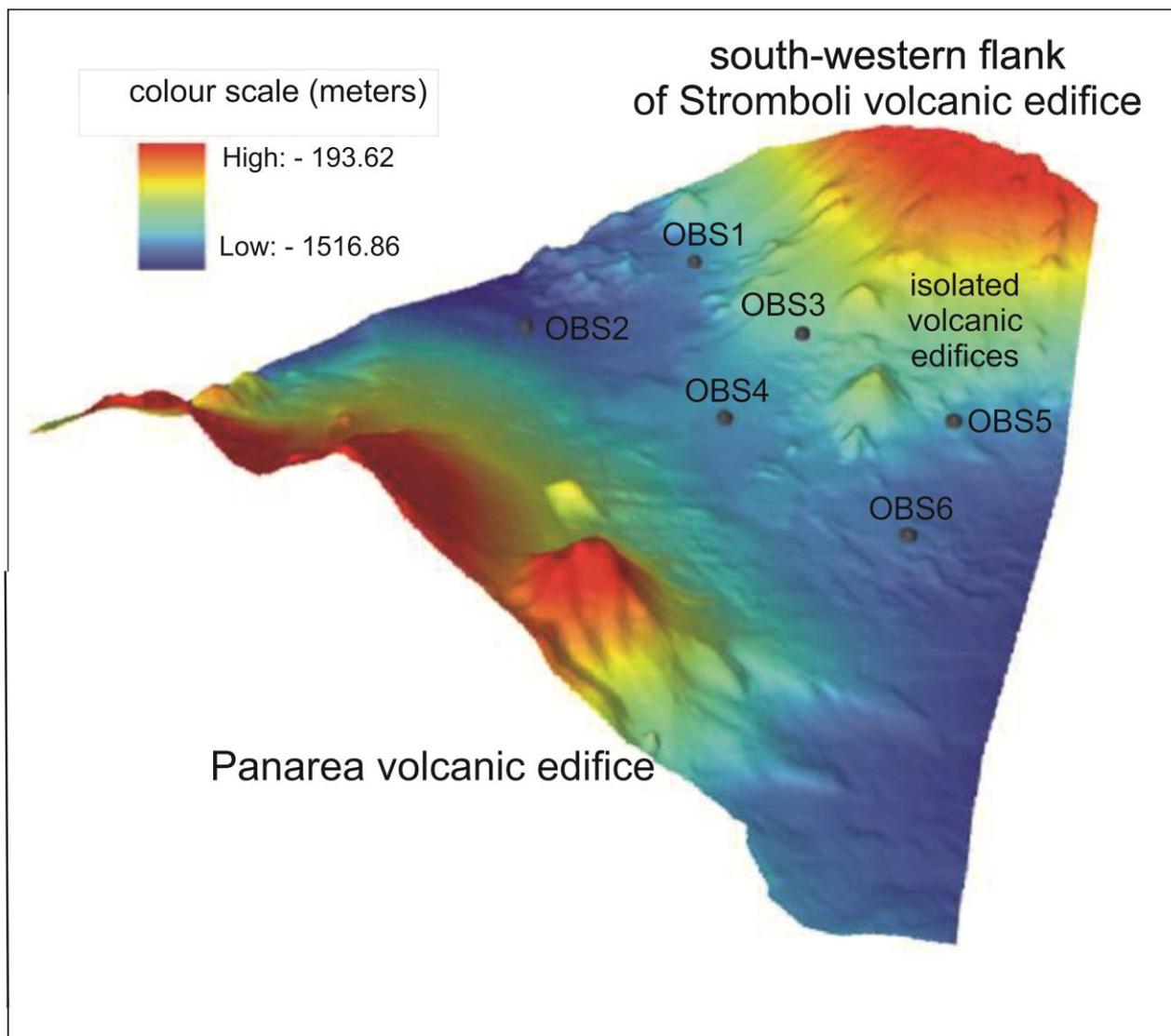


Fig. 11: Mappa *shaded relief* di dettaglio del fianco sud-occidentale della parte sommersa del vulcano Stromboli costruita in base alla batimetria Multibeam.

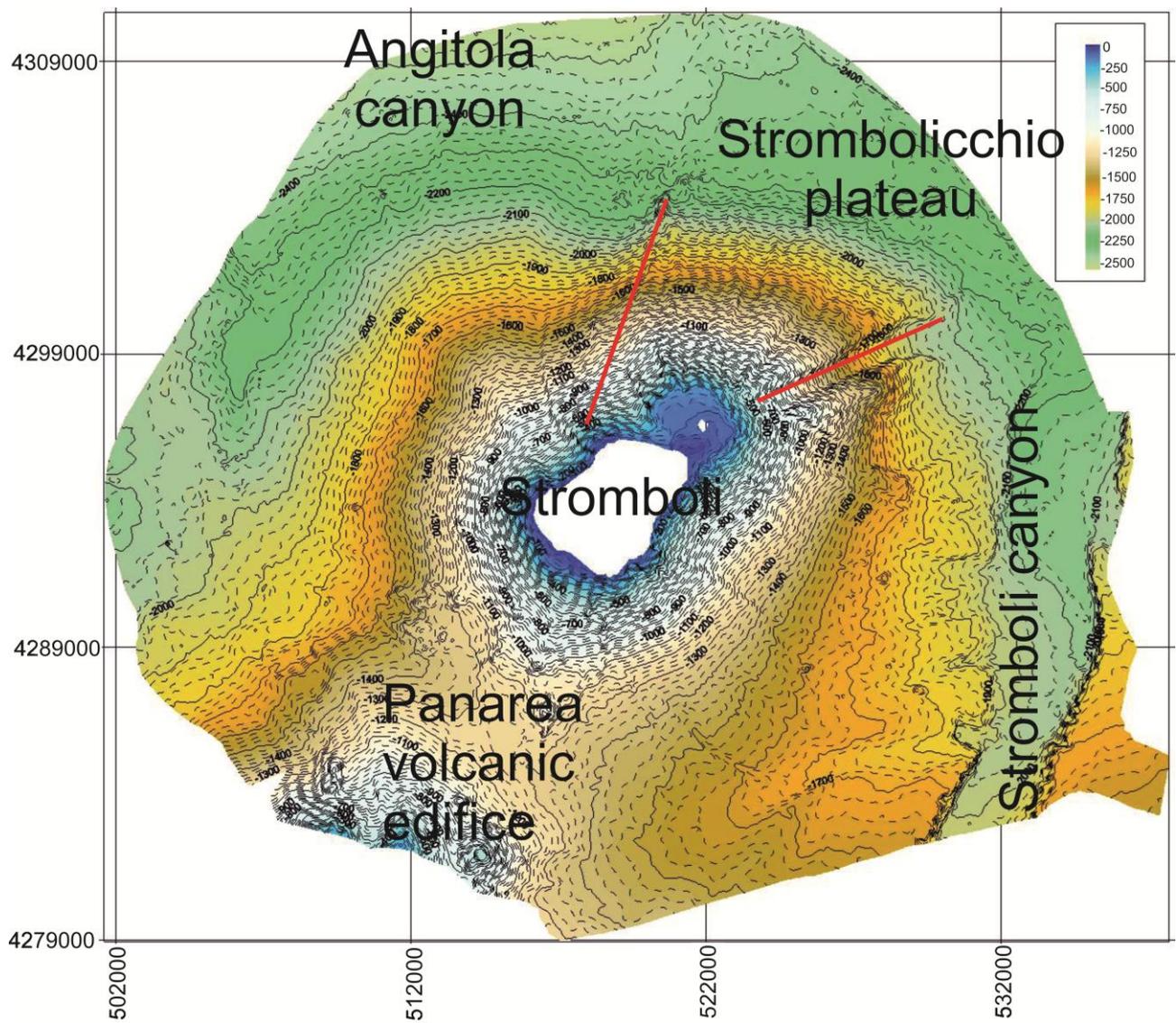


Fig. 12: Mappa batimetrica shaded relief e contour dell'edificio vulcanico sommerso dello Stromboli.

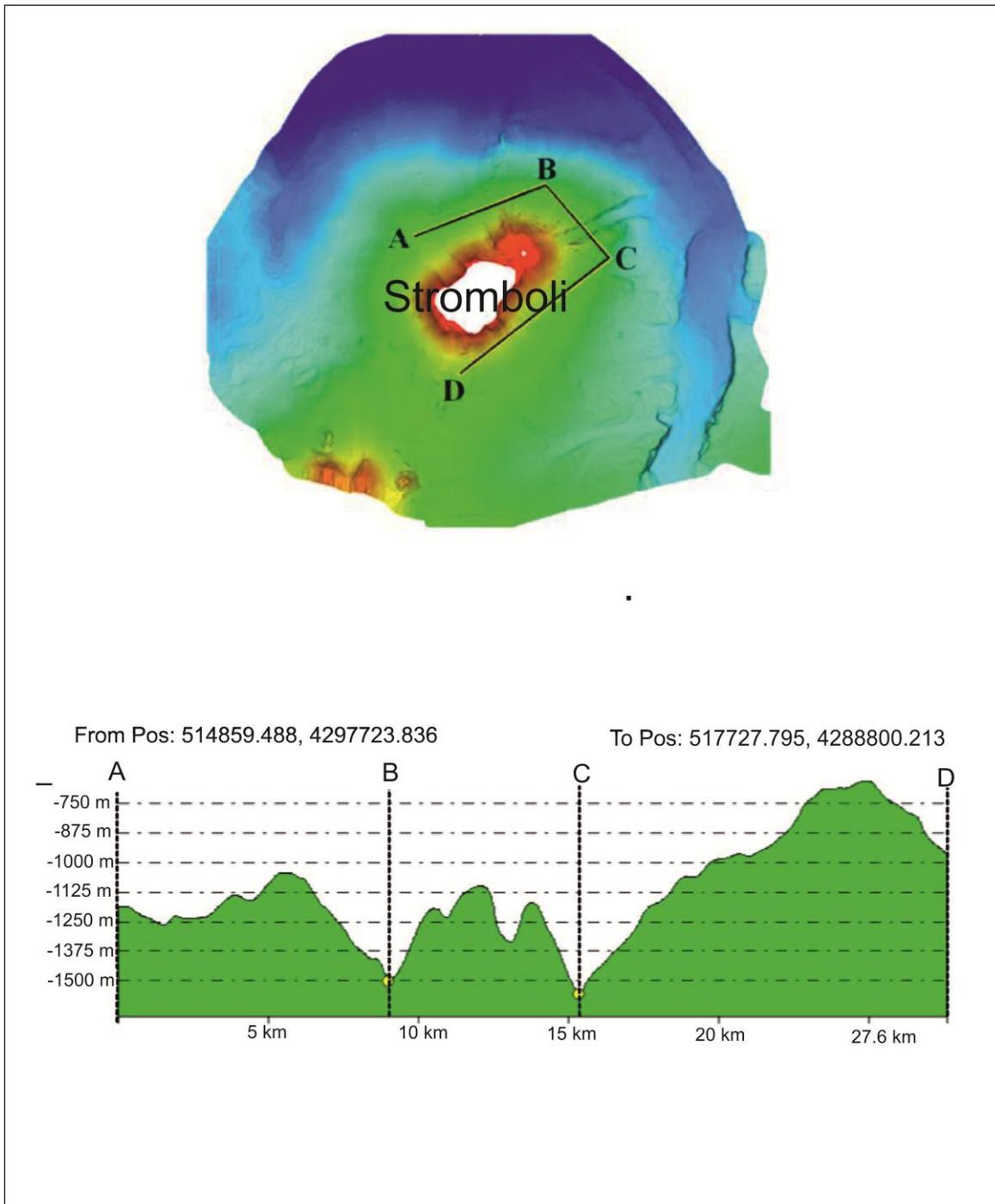


Fig. 13: Profilo batimetrico ABCD nell'offshore di Stromboli e relativa mappa di localizzazione. Il profilo decorre nella parte sommersa dell'edificio vulcanico.

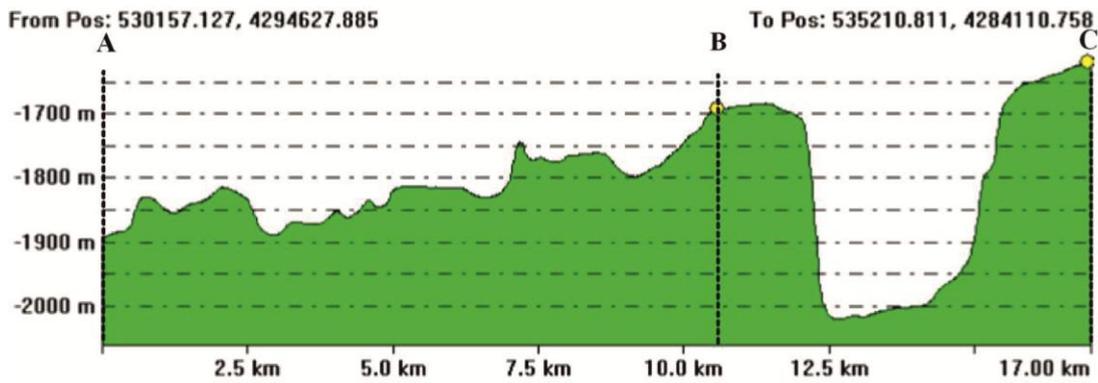
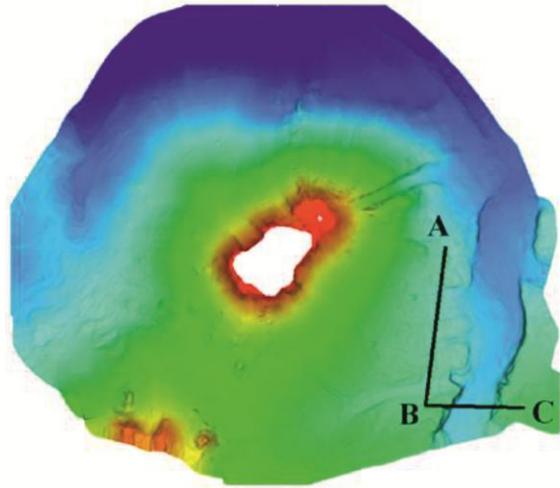


Fig. 14: Profilo batimetrico ABC nell'offshore di Stromboli e relativa mappa di localizzazione. Il profilo decorre lungo il fianco sud-orientale dell'edificio vulcanico dello Stromboli.

Chirp line Stromboli canyon P

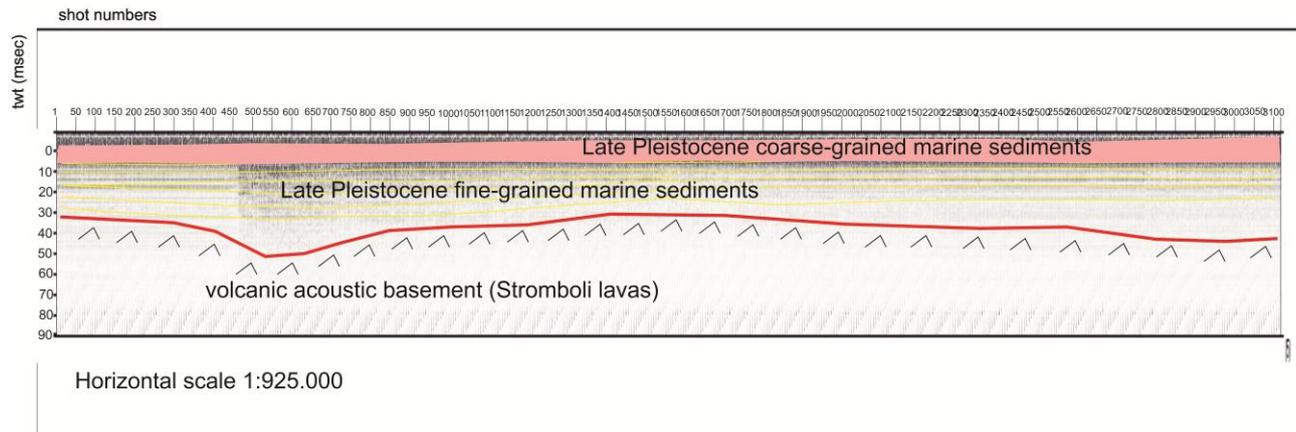
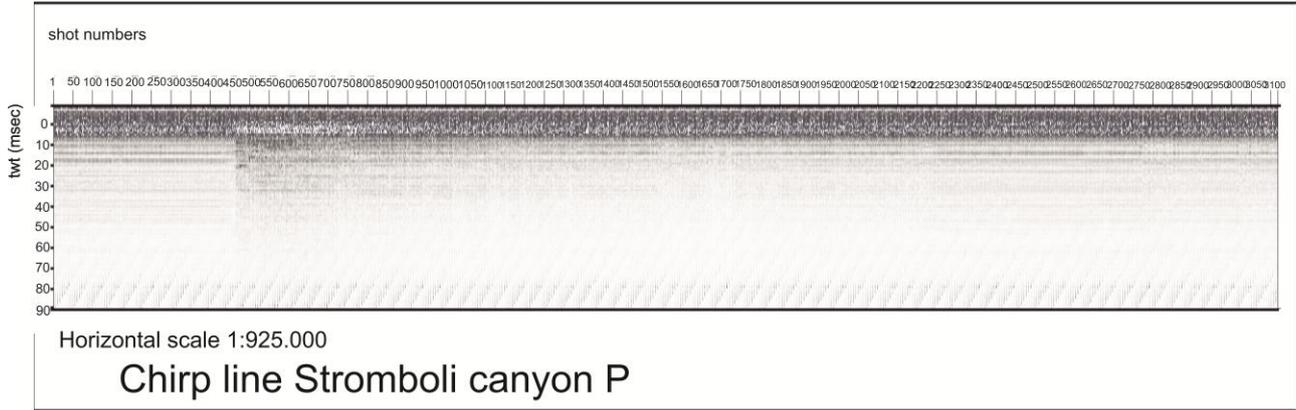


Fig. 15: Profilo Chirp Stromboli canyon P e corrispondente interpretazione geologica.
Chirp line Stromboli canyon

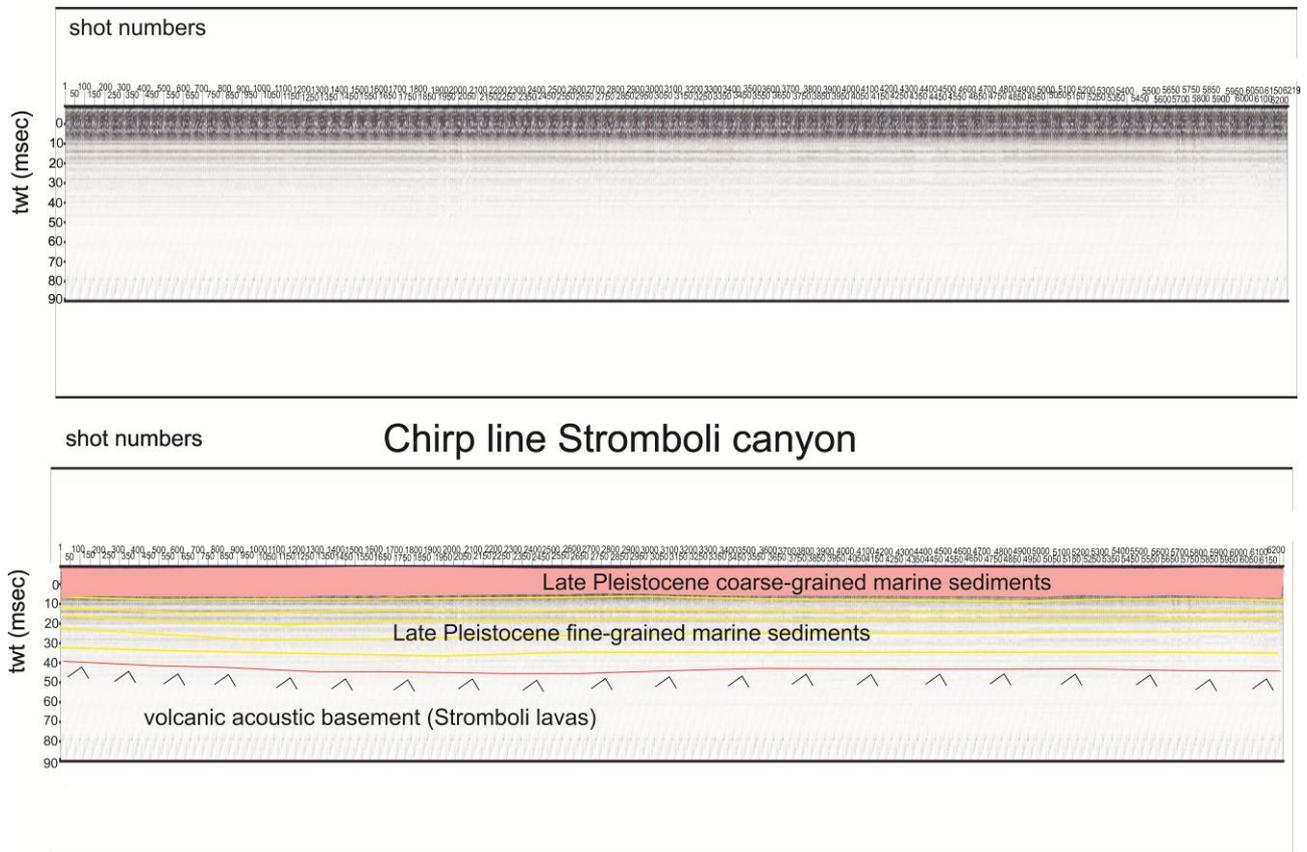
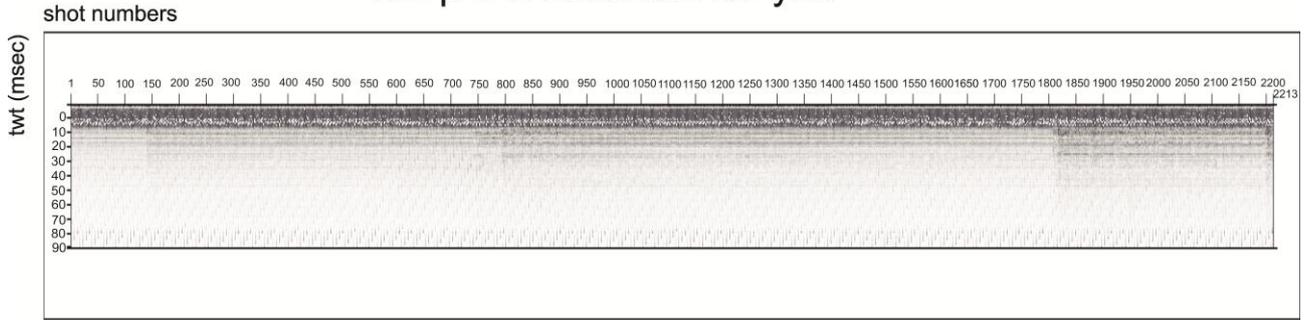


Fig. 16: Profilo Chirp Stromboli canyon e corrispondente interpretazione geologica.

Chirp line Stromboli canyos



Chirp line Stromboli canyos

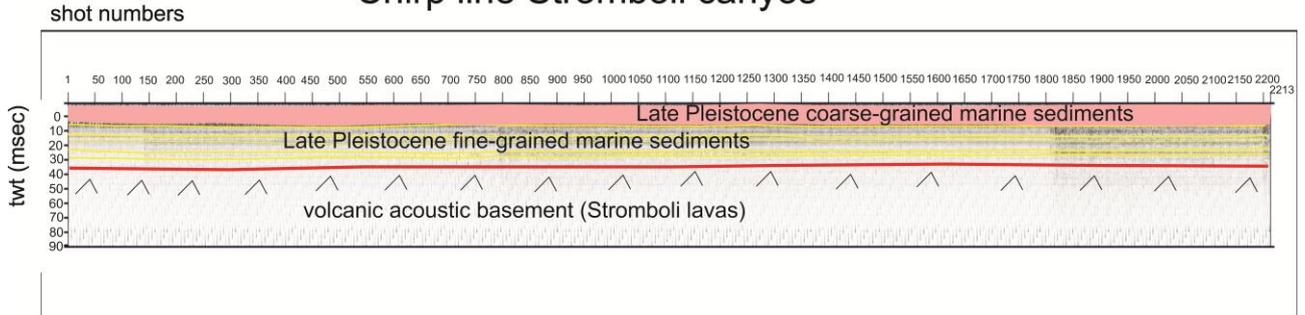
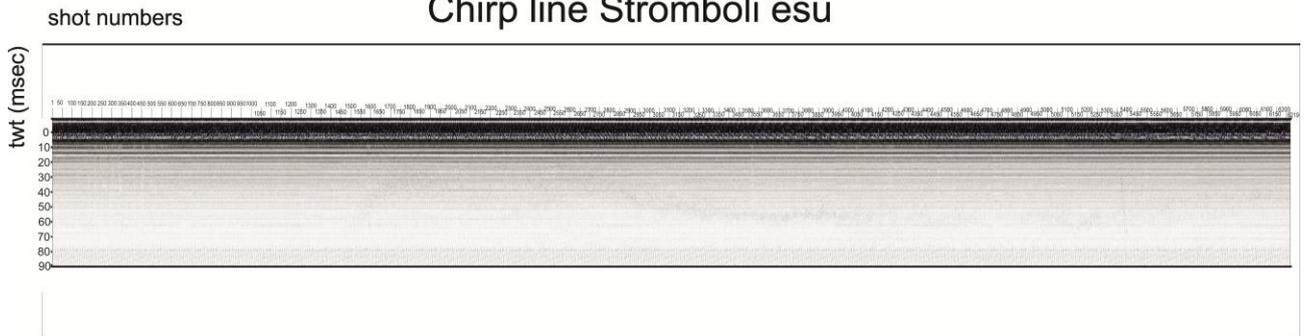


Fig. 17: Profilo Chirp Stromboli canyos e corrispondente interpretazione geologica.

Chirp line Stromboli esu



Chirp line Stromboli esu

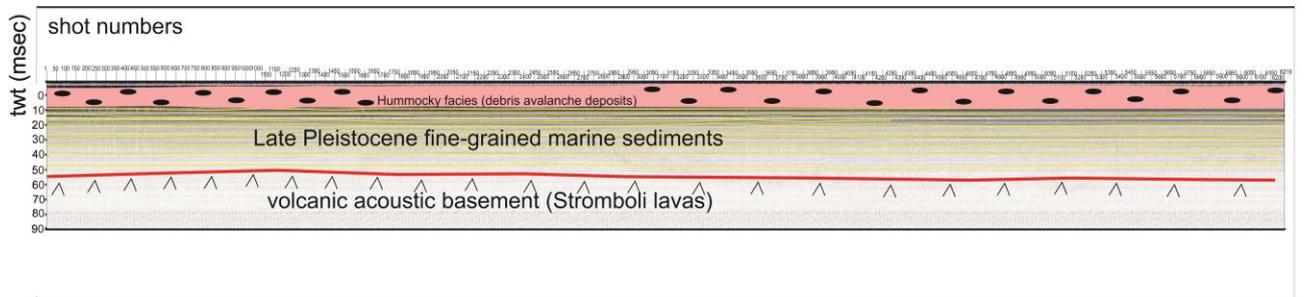


Fig. 18: Profilo Chirp Stromboli esu e corrispondente interpretazione geologica.

Chirp line Stromboli1 est

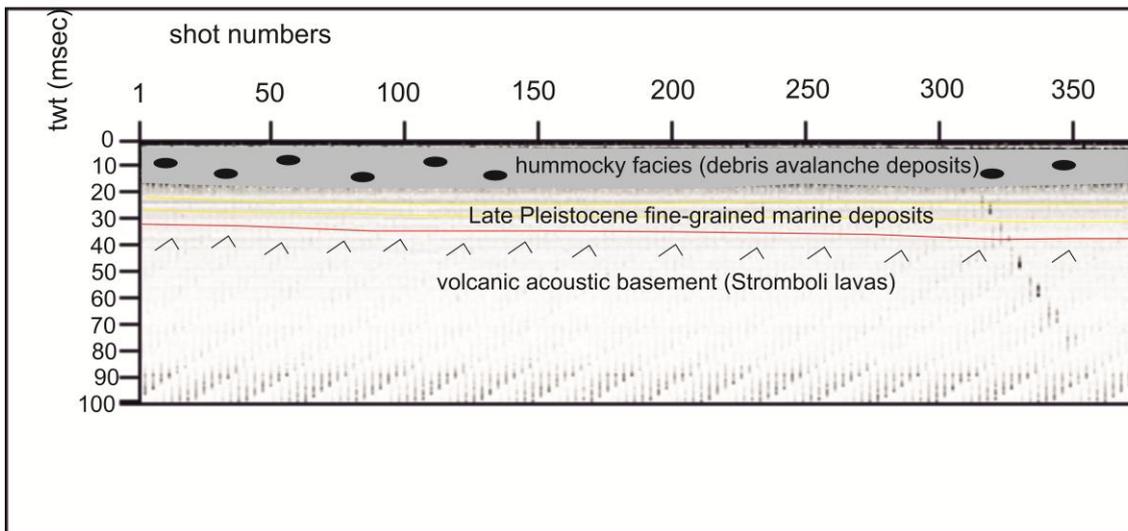
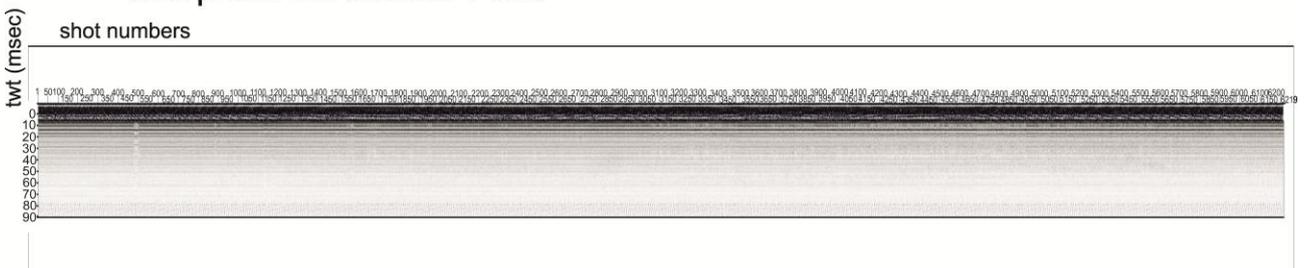


Fig. 19: Profilo sismico Stromboli 1 est e corrispondente interpretazione geologica.

Chirp line Stromboli 1 esv



Chirp line Stromboli 1 esv

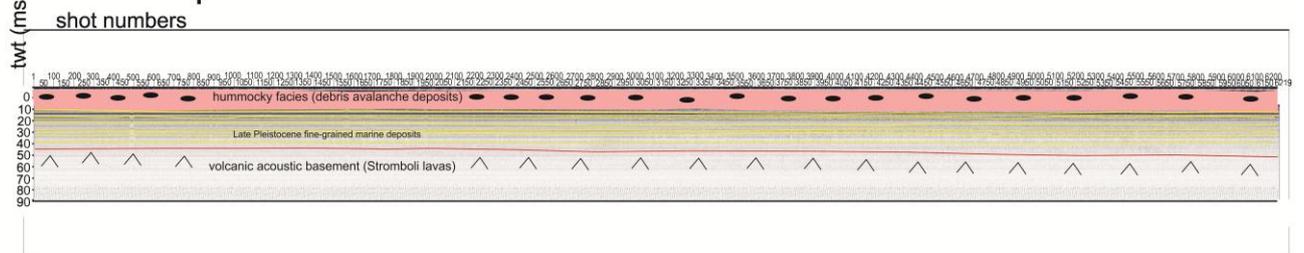


Fig. 20: Profilo sismico Stromboli 1 esv e corrispondente interpretazione geologica.

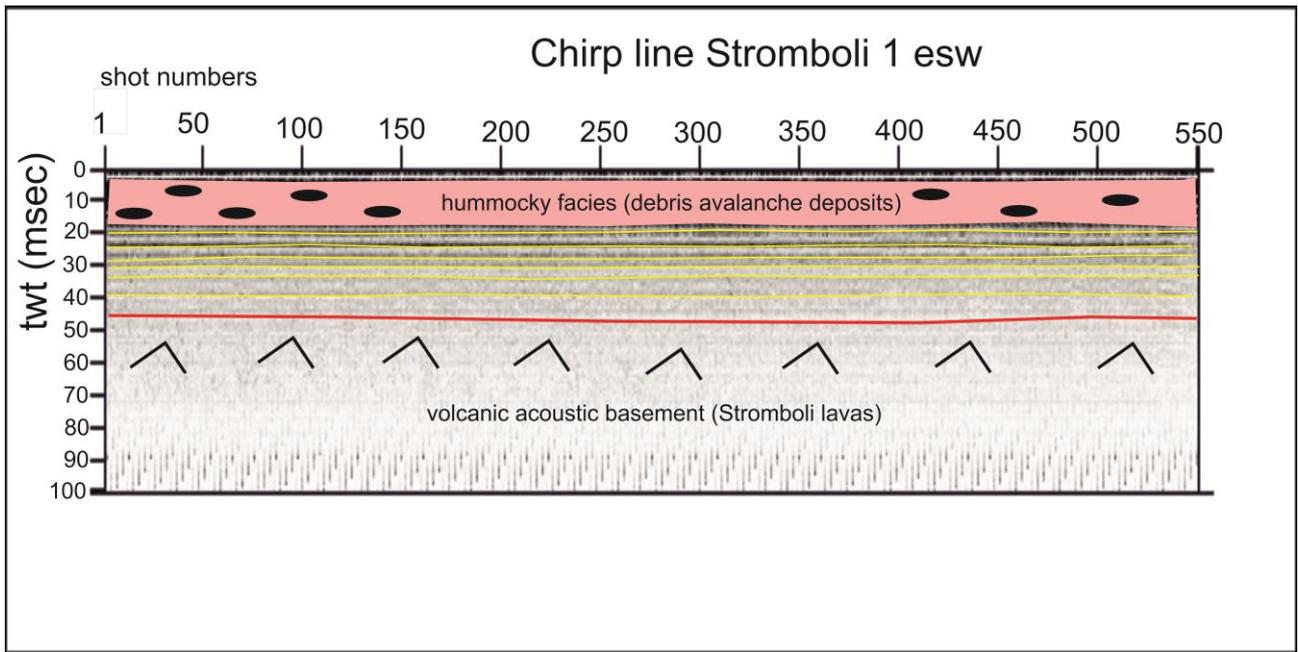
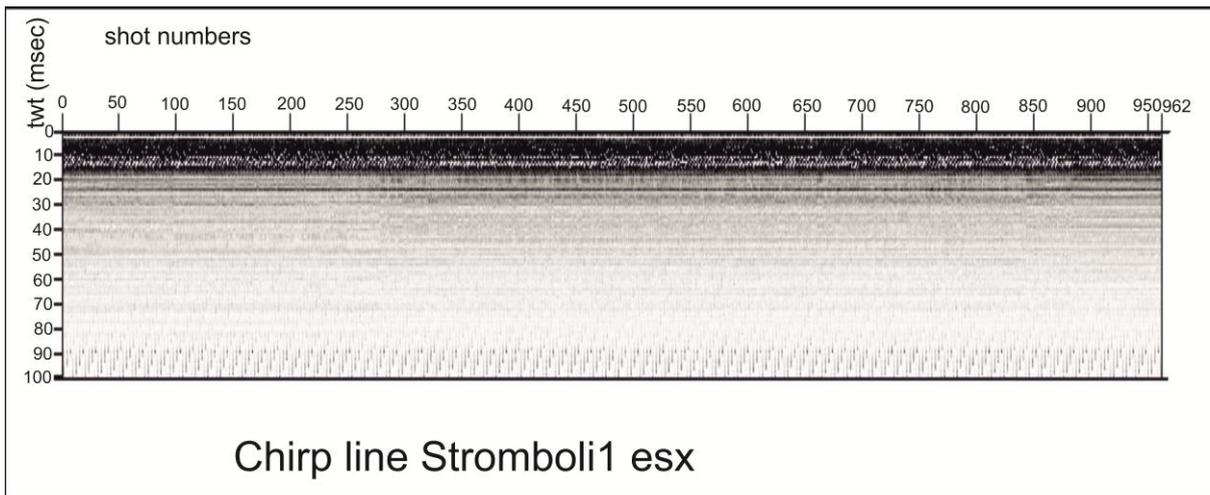


Fig. 21: Profilo Chirp Stromboli 1 esw e corrispondente interpretazione geologica.

Chirp line Stromboli1 esx



Chirp line Stromboli1 esx

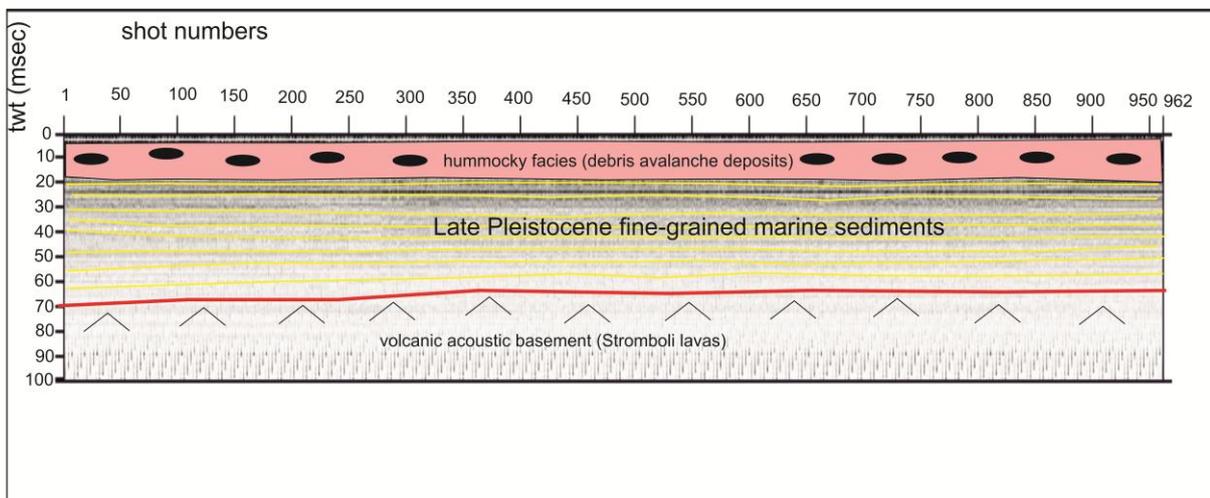


Fig. 22: Profilo sismico Stromboli 1 esx e corrispondente interpretazione geologica.