

NOTE A COMPENDIO DEL FOGLIO 21 – MARSILI

1. Inquadramento geologico dell'area

Il Mar Tirreno è un bacino di retro-arco nel Mediterraneo centrale, la cui genesi è legata all'assottigliamento crostale ed all'estensione conseguente la subduzione di litosfera oceanica della placca ionica sotto l'arco calabro (Fig.1.1) [Kastens et al., 1988, 1990; Sartori 1990]. La formazione del bacino avviene in un contesto di lenta convergenza tra la placca Africana e quella di Eurasia [Malinverno e Ryan, 1986; Argus et al., 1989; Dewey et al., 1989; De Mets et al., 1990; Ward, 1994].

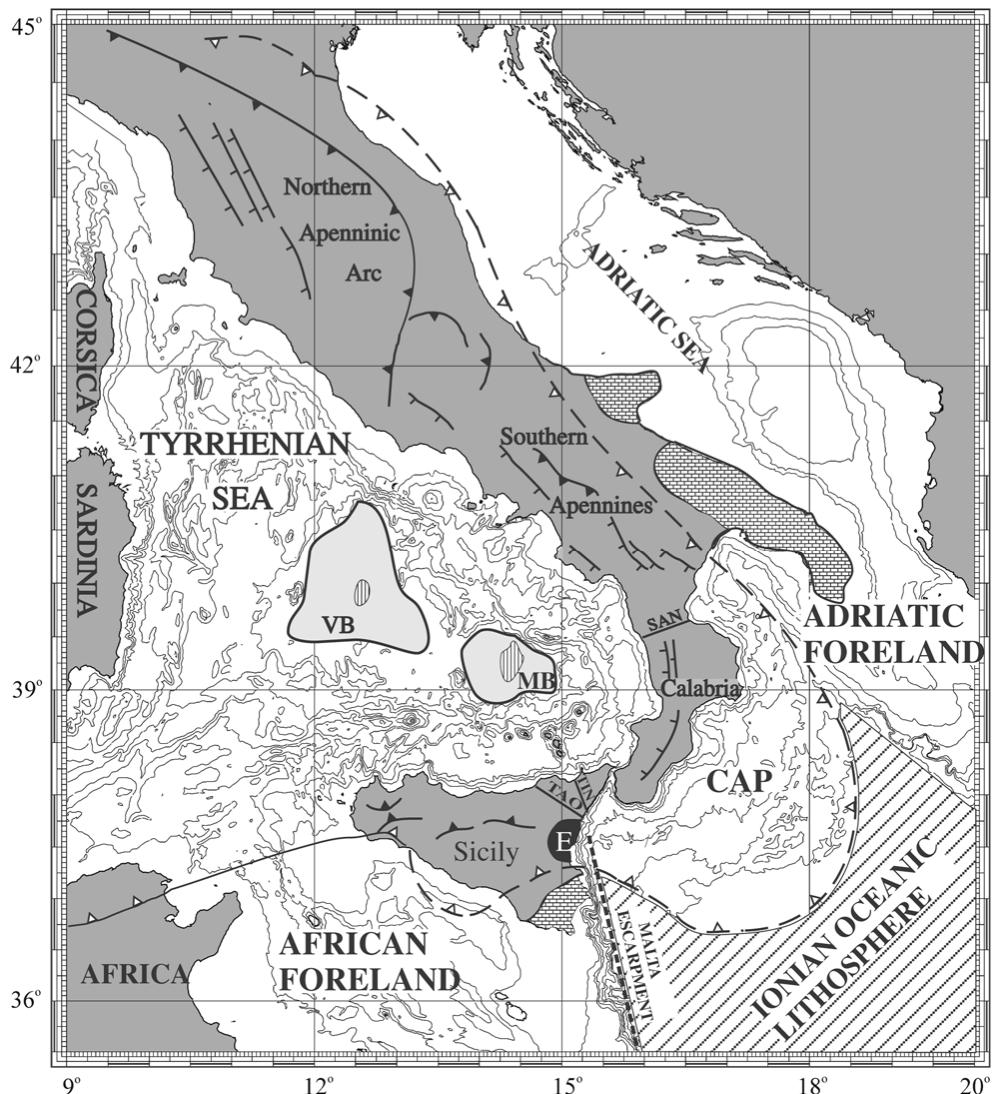


Fig 1.1- mappa schematica morfo-strutturale delle principali strutture presenti del bacino del Tirreno (da Marani & Trua 2002).

L'assottigliamento crostale e la produzione di crosta oceanica che hanno interessato l'area tirrenica a partire dal Miocene inferiore – medio (circa 15 Ma fa), sono migrati nel tempo verso Est. L'estensione E-O nel Tirreno settentrionale e lungo il margine occidentale della Sardegna risale al Tortoniano (circa 11 Ma) e marca la fase iniziale di apertura del bacino tirrenico [Zitellini et al., 1986; Kastens and Mascle, 1990] che ha portato alla formazione di domini oceanici e associato vulcanismo nella regione del Tirreno occidentale. Durante il Pliocene, la produzione di crosta oceanica è localizzata principalmente nel settore

occidentale e culmina con la formazione del bacino di retro-arco del Vavilov, (4.3 -3.5 Ma) all'interno del quale si sviluppa il vulcano omonimo (3.0 -2.7 Ma) [Kastens and Mascle, 1990; Serri et al., 2001]. Nel Pliocene superiore -Quaternario, la direzione dello stress distensivo cambia da E-O a ESE, in concomitanza alla migrazione verso est della produzione di crosta oceanica e la formazione del bacino di retro-arco del Marsili (1.9-1.7 Ma) e del vulcano Marsili (<0.73 Ma) [Kastens and Mascle, 1990]. Contemporaneamente, nel Bacino del Vavilov cresceva l'omonimo vulcano (0.73-0.1 Ma; Kastens and Mascle, 1990).

La causa della migrazione verso est dei due bacini di retro-arco e dello sviluppo di un vulcanismo attivo, potrebbe essere il *rollback* passivo della placca ionica [Malinverno e Ryan, 1986; Savelli 1988]. Contemporaneamente allo sviluppo dei bacini di retro-arco, il vulcanismo del Tirreno meridionale, legato alla subduzione, migra da ovest a sud-est, dalla Sardegna (32-13 Ma) all'Arco Eolian [Serri et al., 2001] sviluppando l'attuale configurazione del Tirreno meridionale di tipo arco retro-arco. Questo magmatismo è caratterizzato da eruzioni coeve di magmi tipo IAB (Island Arc Basalt) e OIB (Ocean Island Basalt). Il magmatismo del primo tipo è molto diffuso (Fig. 1.2). Lave calc-alcaline e shoshonitiche sono presenti nel bacino del Marsili (ODP Leg 107, Site 650) e del Vavilov (ODP Leg 107, Site 651), sul vulcano Marsili, l'Anchise, sulle isole Eolie e sui loro seamount sottomarini. Basalti T-MORB (Transitional Mid Oceanic Ridge Basalts) sono stati rinvenuti nel bacino del Vavilov (ODP Leg 107, Site 655).

Al contrario, i magmi del secondo tipo sono presenti solo in alcune aree ristrette quali il seamount Magnaghi, il Vavilov e l'Areste, sull'isola di Ustica e nella colata lavica Prometeo ubicata a sud di Ustica (Fig.1.2)

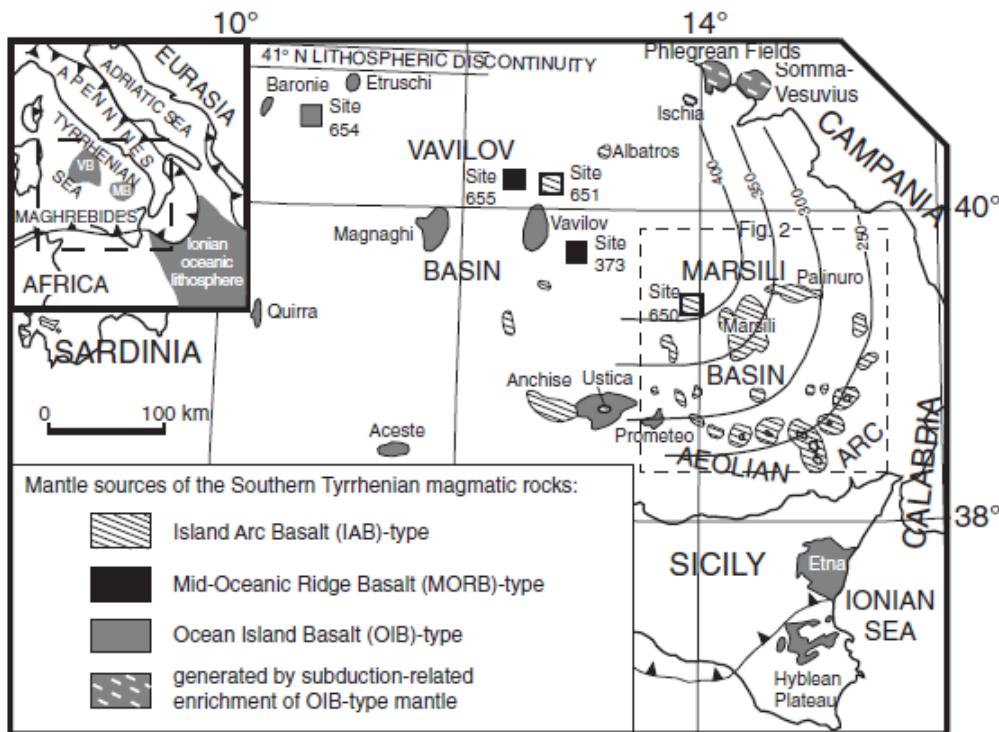


Fig 1.2- mappa schematica del magmatismo che caratterizza la regione del Tirreno meridionale e il tipo di sorgente da cui è derivato (da Trua et al., 2007).

Il bacino del Marsili (< 2 Ma) è il più giovane dei due sotto-bacini di retroarco tirrenici e ricopre una superficie di circa 8000 km². È caratterizzato da una morfologia pianeggiante e si trova a profondità media di circa 3500 m. Studi geofisici hanno mostrato che la Moho giace ad una profondità di 11 km s.l.m. [Nicolich, 1989; Scarascia et al., 1994] e che i

valori del flusso di calore superano i 200 mW/m² [Della Vedova et al., 1984; Mongelli et al., 1992]. Campionamenti effettuati nel settore nordoccidentale del bacino (ODP Leg 107 site 650) hanno rinvenuto un basamento acustico a 4 km di profondità s.l.m. [Kastens et al., 1990] costituito da basalti ad affinità calc-alcalina a medio contenuto di K [Beccaluva et al., 1990; Kastens et al., 1988; Kastens and Mascle, 1990].

Benché il bacino del Marsili presenti le caratteristiche geologiche e geofisiche di un bacino oceanico di retro-arco, è privo di un centro di produzione di crosta oceanica [Marani e Trua, 2002]. Il centro di accrescione oceanica è invece occupato dall'omonimo vulcano.

Il vulcano Marsili si estende per una lunghezza di circa 60 km lungo una direzione NNE-SSO e presenta una larghezza media di 16 km. Rispetto alla piana batiale circostante, si innalza di circa 3000 m e raggiunge la profondità minima di 489 m [Marani e Gamberi 2004].

Campionamenti mostrano che l'attività magmatica è caratterizzata da una progressione temporale da basalti e andesiti tipo IAB, con una affinità calc-alcalina [Trua et al., 2002], a basalti tipo OIB presumibilmente erutti durante gli ultimi stadi dell'attività vulcanica poiché rinvenuti solo in piccoli coni localizzati sulla zona sommitale assiale [Marani et al., 1999; Trua et al., 2002].

Le notevoli dimensioni e la caratteristica morfologia del vulcano suggeriscono che si tratti di un “superinflated spreading ridge” [Marani e Trua 2002]. Infatti, poiché il tasso di espansione del bacino del Marsili (3-4 cm/a negli ultimi 1.9 Ma i.e. Kastens et al., 1990, Cocchi et al., 2009) non è cambiato in modo significativo a partire dalla crescita del vulcano (<0.7 Ma), l'eccesso di produzione di magma richiesto per la costruzione di un così notevole rilievo potrebbe essere dovuto ad una perturbazione termica locale derivante dalla risalita laterale di mantello astenosferico attraverso fessure laterali nello slab ionico (Fig 1.3).

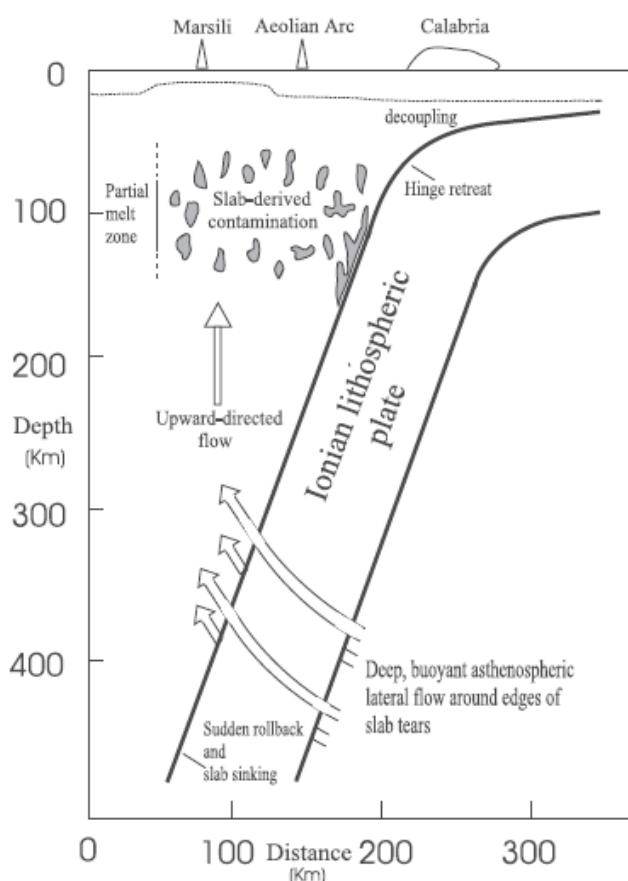


Fig 1.3- rappresentazione schematica della subduzione della placca ionica sotto l'arco calabro; vulcano Marsili e arco Eoliano come punti di riferimento. Tra il Pleistocene inferiore -medio, il rapido incremento del *rollback* della placca ionica ha provocato la formazione di lacerazioni ai lati dello *slab* ionico e la risalita di mantello astenosferico che è andato a contaminare il *mantle wedge* all'interno della zona di fusione parziale al di sopra dello *slab*. L'introduzione di questo materiale ad alta temperatura avrebbe causato il ringiovanimento termico della litosfera al di sotto del Marsili e dell'arco Eoliano e sarebbe stata la causa del robusto vulcanismo del Marsili (da Marani e Trua 2002).

2. Descrizione dei dati geofisici e sedimentologici disponibili nell'area del Foglio

I dati disponibili nell'area del Foglio 21 Marsili consistono di: dati morfobatimetrici, profili sismici ad alta risoluzione, dragaggi, TV Sledge (slitta con telecamera) e dati di riflettività del fondale.

2.1 Dati morfobatimetrici (*rilievi multibeam*)

I dati morfobatimetrici utilizzati sono stati acquisiti nell'ambito del "Progetto Strategico Tirreno" durante due campagne oceanografiche TIR96 e TIR99 a bordo della R/V Gelendzhik e della R/V Strakhov rispettivamente (Bortoluzzi *et al.*, 1999). In entrambe le campagne è stato utilizzato un ecoscandaglio multifascio (*multibeam*) Kongsberg-Simrad EM12/120S che, alla velocità di 6-8 nodi, ha permesso di acquisire dati di buona qualità con una copertura equivalente a 3,5 volte la profondità dell'acqua ed una sovrapposizione tra le linee del 20 %. Nella Fig. 2.1.1 è mostrata l'estensione dei due rilievi che hanno investigato gran parte del Mar Tirreno e dello Ionio.

I dati sono stati successivamente elaborati presso l'allora IGM, Istituto di Geologia Marina di Bologna, con il software Kongsberg-Neptune, applicando una procedura standard che include la correzione di posizionamento e di profondità, filtri statistici e manuali per produrre DTM di dettaglio fino a 25 e 50 m.

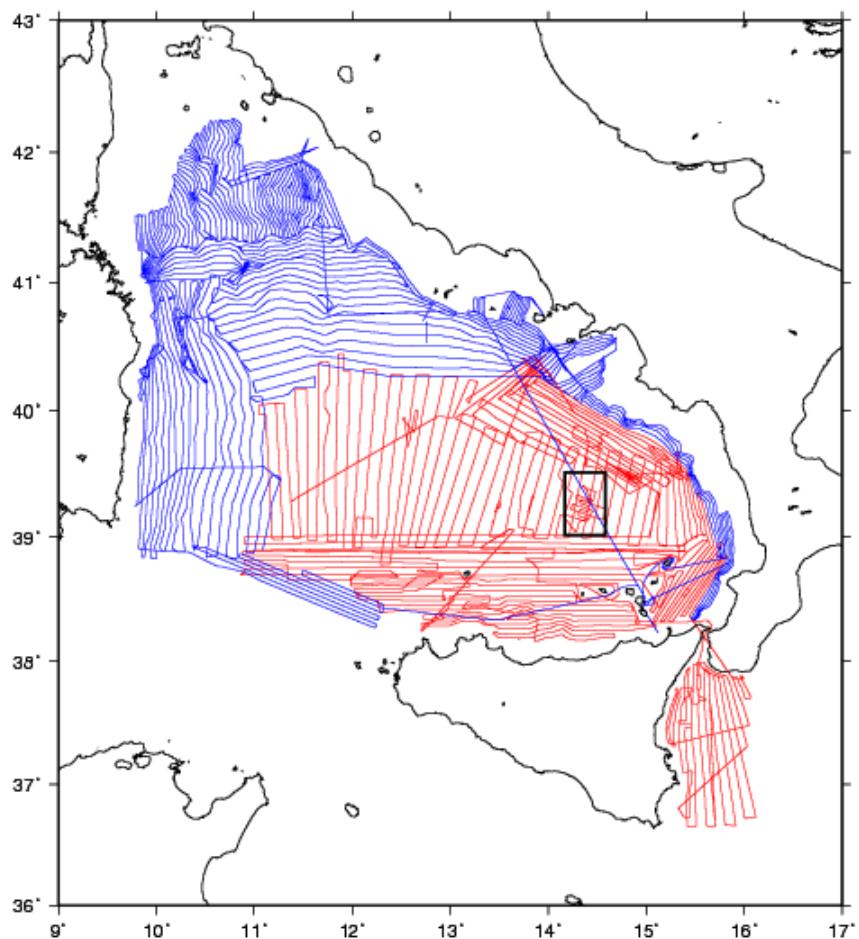


Fig 2.1.1- estensione dei rilievi batimetrici eseguiti durante la campagna oceanografica TIR96 (rosso) e TIR99 (blu). In nero è riportata l'area interessata dal Foglio 21 Marsili.

2.2 Dati di riflettività e immagini del fondale (side scan sonar, rov, ecc.)

I dati di *backscatter* disponibili nell'area del vulcano Marsili, sono stati acquisiti durante la campagna oceanografica TTR-12 (LEG 4) condotta nell'ambito di un progetto interdisciplinare UNESCO nel periodo compreso tra Giugno ed Agosto 2002 (Marani et al., 2003).

I dati sono stati acquisiti mediante un sistema idro-acustico tipo MAK-1M trainato in profondità. Questo strumento contiene sia un *Side Scan Sonar* ad alta risoluzione (frequenze di 30 - 100 kHz) con uno "swath" totale di 2 km, che un *Sub Bottom Profiler* operante ad una frequenza di 5 kHz. Durante la crociera TTR-12 il MAK-1M è stato trainato ad una profondità circa costante di 100 – 150 m dal fondo mare e alla velocità di 1.5-2 nodi per i rilievi a 30 kHz e alla profondità di 50 m dal fondo mare per quelli a 100 kHz. I dati sono stati acquisiti percorrendo linee con una orientazione NNO-SSE (Fig. 2.2.1). Il mosaico prodotto ha fornito immagini dettagliate dei versanti meridionale e nordoccidentale del Marsili.

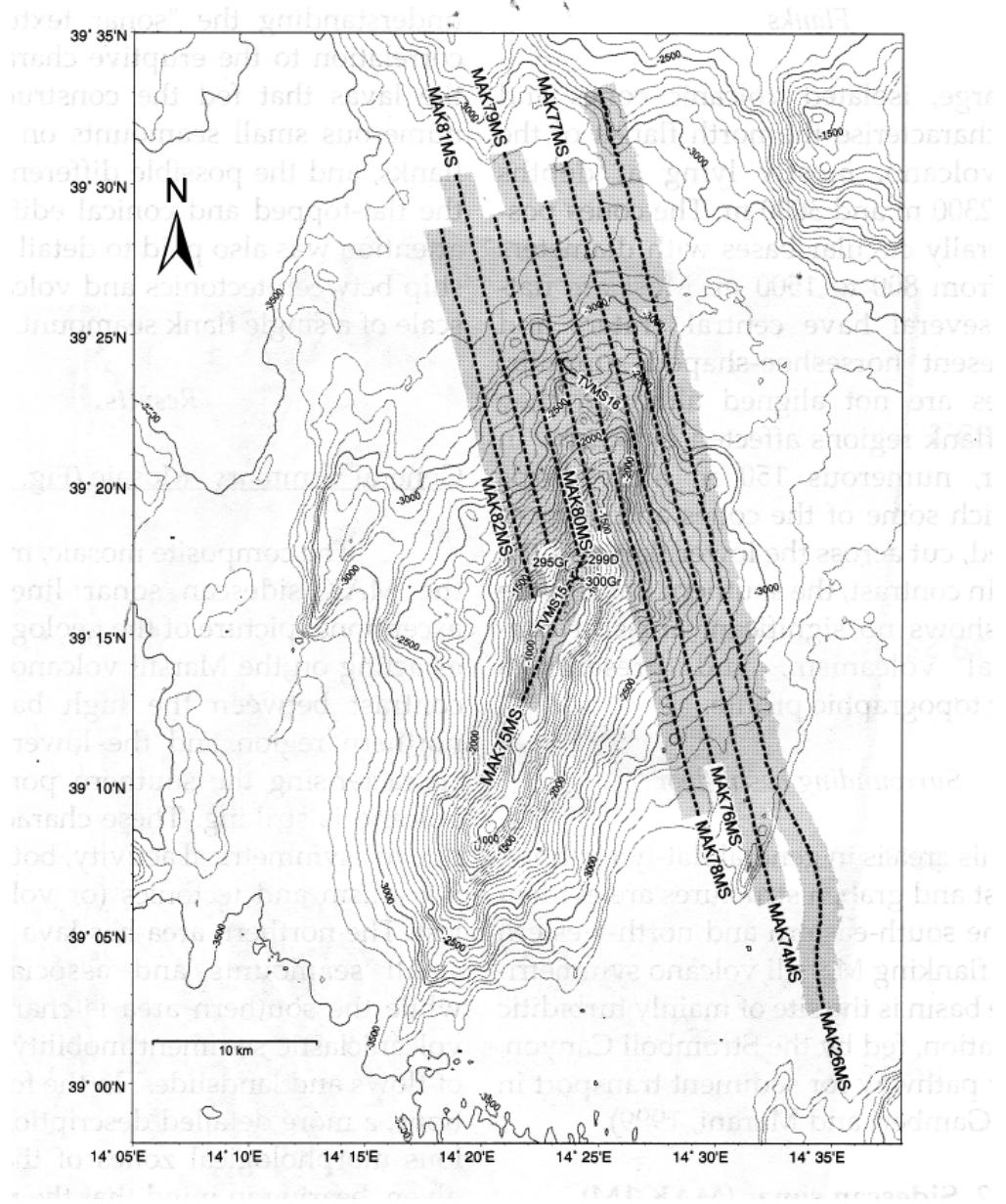


Fig 2.2.1- mappa di posizionamento dei profili sidescan sonar e dei due transetti (TVMS15 e TVMS16) lungo i quali sono state registrate immagini con una TV Digitale durante la campagna oceanografica TTR-12 a bordo della R/V Professor Logachev (da Marani et al., 2003).

La copertura disponibile ha messo in evidenza che il fianco sud-orientale è caratterizzato da bassi valori di *backscatter* che indicano la presenza di prevalenti sedimenti vulcanoclastici rimobilizzati attraverso fenomeni gravitativi mentre la zona centrale di rifting ed il fianco settentrionale del Marsili mostrano alti valori di *backscatter* dovuti alla recente attività vulcano-tettonica. I principali elementi morfobatimetrici messi in evidenza da questi dati sono rappresentati da centri eruttivi distinti, piccoli coni vulcanici, allineamenti di coni, fratture lineari e scarpate, lungo la zona di *rift* assiale (Fig. 2.2.2), e nel versante nordoccidentale il *flat top seamounts*, terrazzi di lava, domi e scarpate (Fig. 2.2.2).

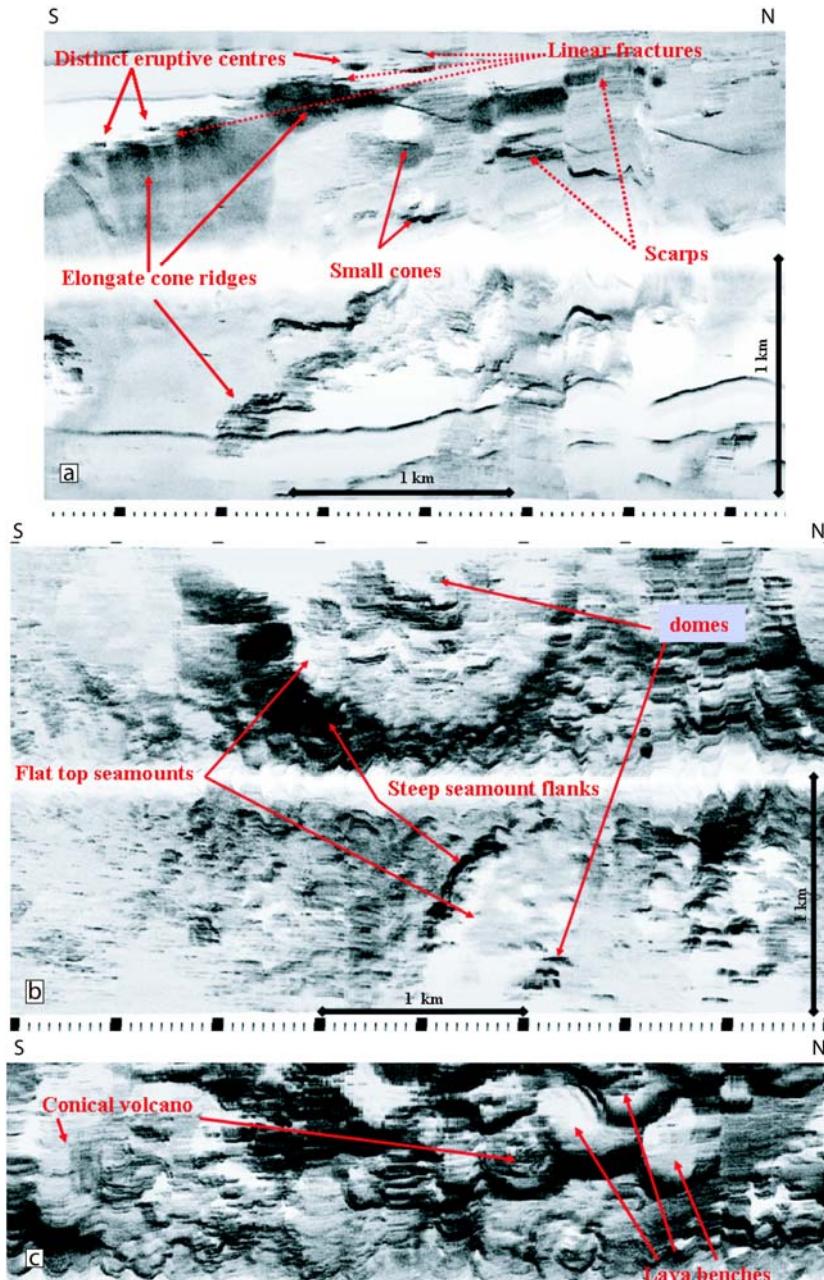


Fig 2.2.2- a) porzione del profilo Side Scan Sonar **MAK75MS** che mette in evidenza le strutture morfologiche peculiari sulla sommità del Marsili; b) e c) porzioni del profilo Side Scan Sonar **MAK80MS** che mostrano i principali elementi morfobatimetrici presenti sul fianco nord occidentale del vulcano (immagine modificata da Marani et al., 2003). L'ubicazione dei profili è in figura 2.2.1.

Video acquisiti tramite una TV digitale sono stati registrati allo scopo di investigare ulteriormente i processi che regolano la crescita dei principali elementi morfobatimetrici che costituiscono il Marsili (Marani et al., 2003). Il transetto TVMS15 (Fig. 2.2.3), acquisito ad una profondità di 500-600 m mostra immagini relative ad un cono vulcanico che delimita la zona più rilevata del Marsili. Le immagini mostrano oltre a lave a pillow anche un campo di camini idrotermali di bassa temperatura attivi. Il transetto TVMS16 (Fig. 2.2.3) corre invece sul versante nord occidentale, a una profondità di circa 2500 m. Le immagini mostrano la struttura di due *flat top seamounts* costituiti da lave a pillow a conferma dei dati di backscatter analizzati.

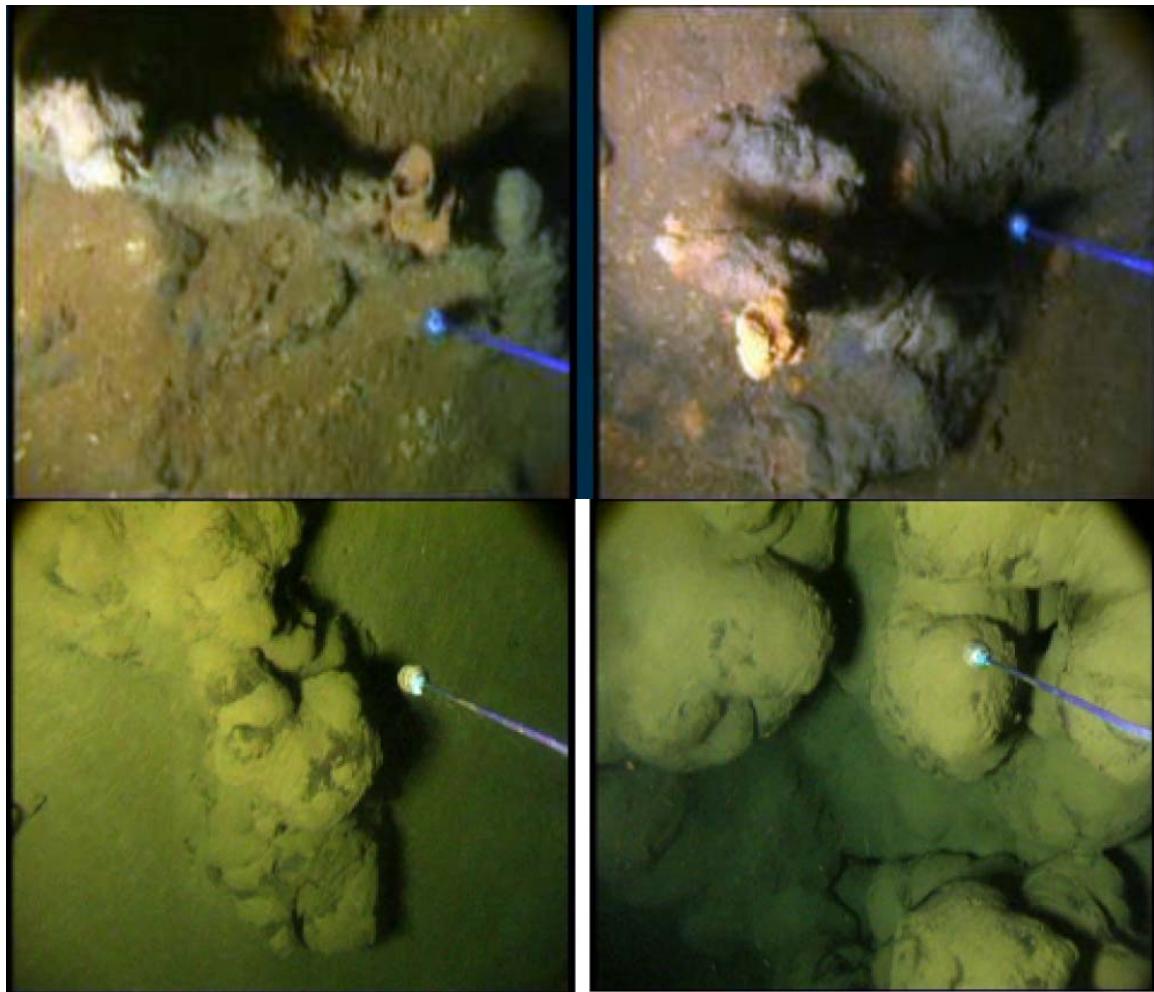


Fig 2.2.3- in alto esempio di strutture di camini idrotermali di bassa temperatura osservati sulla sommità del Marsili (TVMS15); in basso esempio di lave a pillow *in situ* osservate su flat top seamounts sul versante nord-occidentale del Marsili (TVMS16). Immagini fornite da M.P. Marani.

2.3 Dati di sismica a riflessione

I dati sismici disponibili nell'area appartengono a due dataset distinti (Fig. 2.3.1): i) profili sismici Sparker 30 kj acquisiti a partire dal 1969 nell'ambito del "Progetto Finalizzato Oceanografia e Fondi Marini" del CNR e ii) profili sismici monocanale acquisiti durante le campagne TIR96 e TIR99. Questi ultimi sono stati acquisiti con una sorgente di due *air-gun* sincronizzati, la capacità di ciascun cannone variava tra 0,5 e 1 L, la pressione di utilizzo tra 70 e 100 bar. L'intervallo di sparo era di 8 s. Lo *streamer* (15 m attivo) era costituito da 30 elementi ceramici contenuti in un rivestimento di poliuretano e riempito di acqua di mare per incrementare il rapporto rumore/segna. Il *tow leader* era costituito da un cavo d'acciaio e una sezione *stretch*. La lunghezza totale dalla sezione attiva era 150 m da poppa. I cannoni e lo *streamer* erano immersi rispettivamente a 2-5 m, e a 11 m (Bortoluzzi *et al.*, 1999).

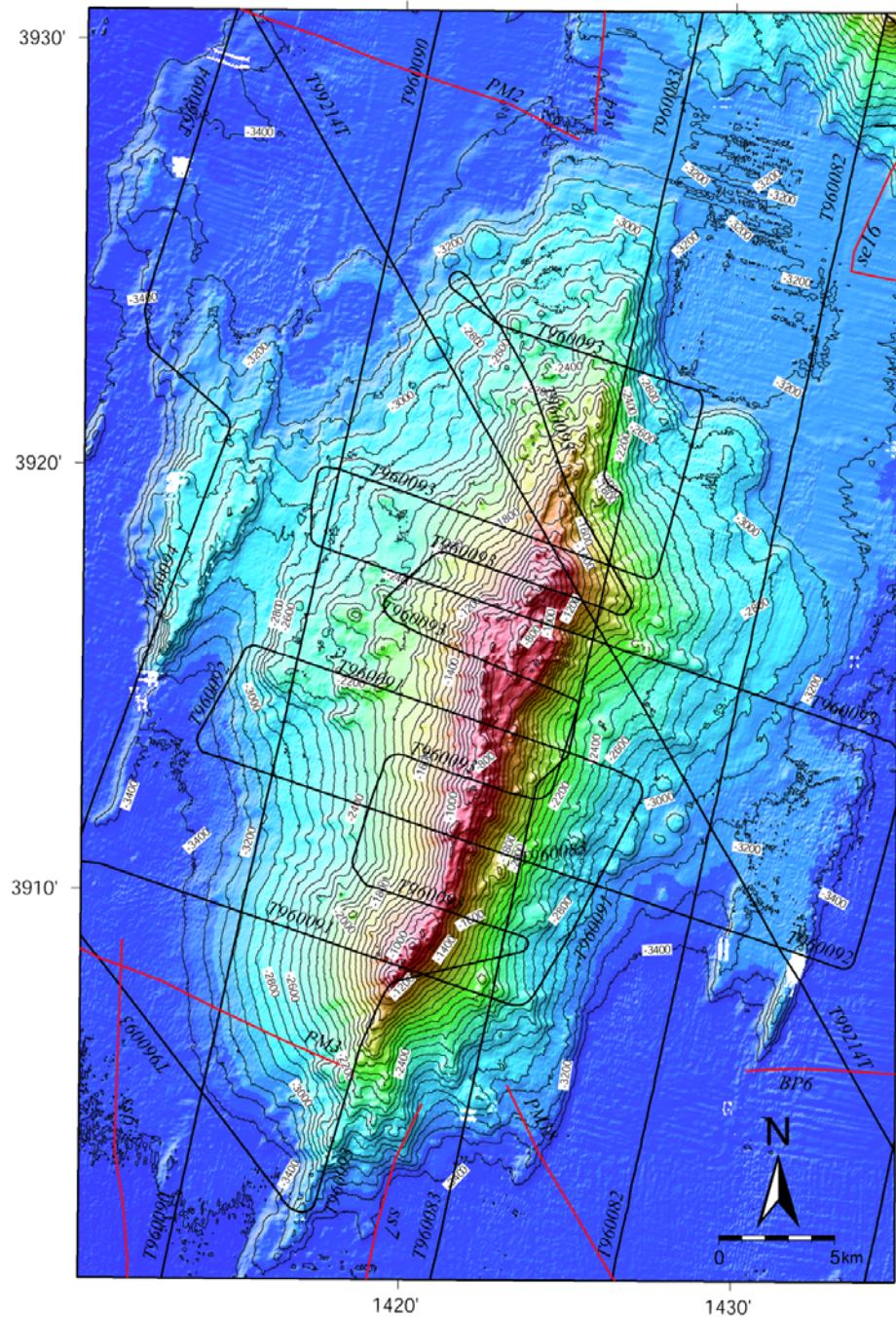


Fig 2.3.1- dati sismici a riflessione disponibili nell'area del Foglio 21 Marsili. In rosso sono indicate le linee Sparker 30 Kj acquisite nell'ambito del "Progetto Strategico Tirreno"; in nero i profili sismici a riflessione monocanale acquisiti durante le campagne oceanografiche TIR96 e TIR99.

Questo tipo di dato ha permesso di investigare le strutture geologiche di sotto-superficie fino a profondità di circa 1-1.5 secondi (T.W.T.) con una risoluzione verticale dell'ordine del metro ed ha permesso non solo di ottenere informazioni sulla stratigrafia sismica dei depositi ma anche di caratterizzare il tipo di deformazione tettonica che li coinvolge. L'utilizzo di questi dati è stato importante nella descrizione degli Elementi Morfobatimetrici soprattutto per il riconoscimento delle strutture tettoniche (alti strutturali) che bordano ad est e ad ovest l'edificio principale.

2.4 Dati di campionamento

I dati di campionamento disponibili comprendono dati noti dalla bibliografia (Savelli & Gasparotto, 1994) e campioni di rocce prelevati durante le campagne oceanografiche MAR-98 e TIR2000 (Marani et al., 1999; Marani & Trua, 2002; Trua et al. 2002; Trua et al., 2004). La principale metodologia utilizzata per il campionamento è stata il dragaggio. Durante la campagna MAR-98 i dragaggi hanno interessato prevalentemente il settore nord-occidentale del Marsili mentre nella campagna TIR-2000 ci si è concentrati lungo la zona assiale e sul versante sud-orientale del vulcano. Nella Figura 2.4.1 è riportato il posizionamento dei campioni prelevati.

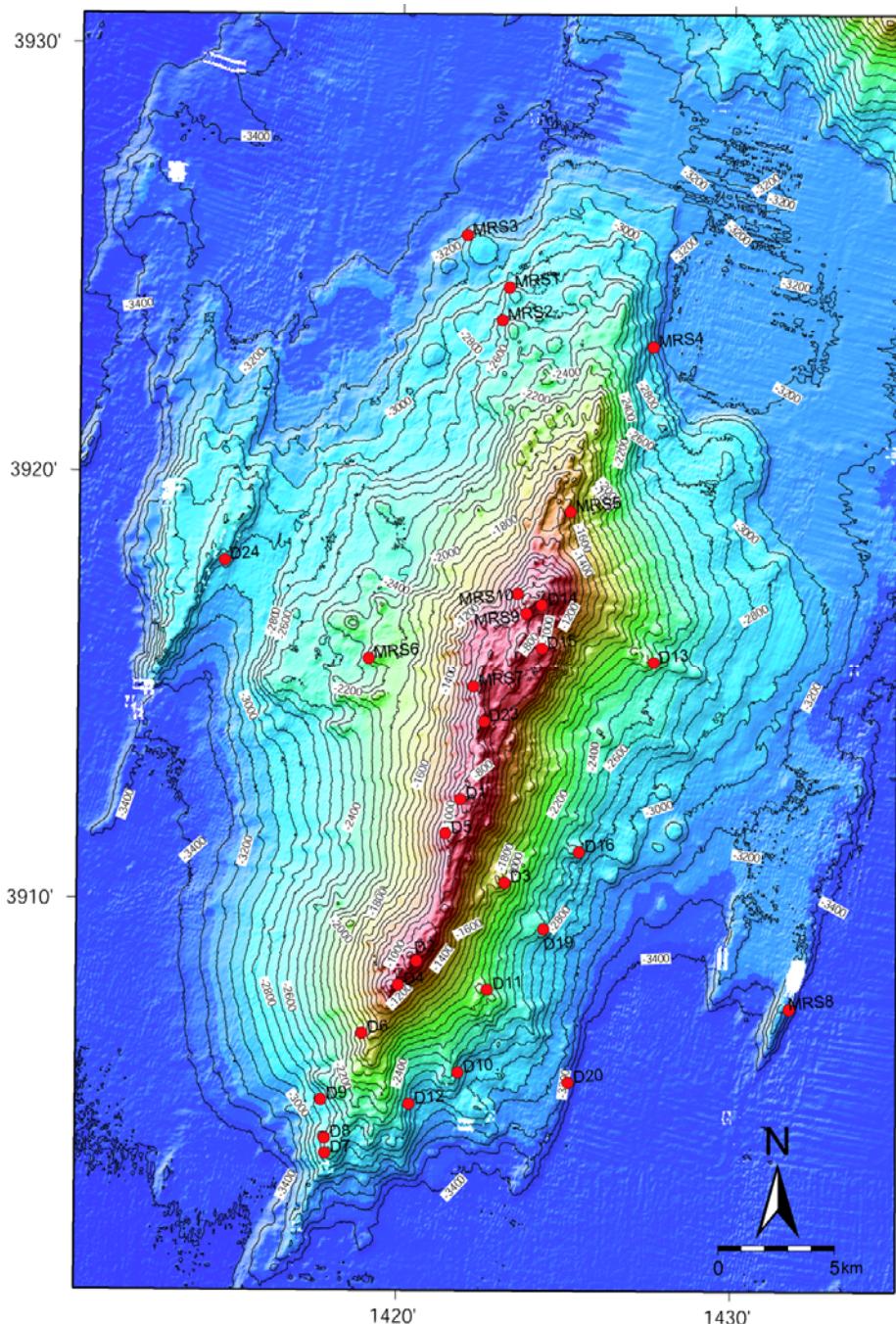


Fig 2.4.1- mappa di posizionamento dei campioni che i dragaggi effettuati durante la campagna MAR98 (campioni "MRS") e TIR2000 (campioni "D") hanno riportato in superficie.

2.5 Altro tipo di dato

Nulla da riportare.

3. Elementi Morfobatimetrici e “pericolosità” geologica

3.1 Sintesi descrittiva del Livello 3

Il Marsili ha una lunghezza di circa 50 km in direzione NNE-SSW, una larghezza di 20 km, e un' altezza di circa 3 km (Fig. 3.1.1).

L'elemento principale del vulcano è la zona di *rift* assiale dove i prodotti vulcanici sono messi in posto lungo fessure allungate alimentate da dicchi (Marani & Gamberi, 2004). Essa si estende linearmente lungo la cresta dell'edificio per 20 km a profondità inferiori di 1000 m. E' larga circa 1 km ed è formata da una serie di edifici vulcanici allungati. Edifici allungati e allineamenti di coni si estendono fino alla base meridionale e settentrionale del vulcano testimoniando che la zona di *rift* continua oltre la zona assiale sommitale fino alle zone più profonde del vulcano.

Due campi di edifici vulcanici caratterizzano i fianchi nord-occidentale ed occidentale del Marsili. Il primo è composto da alcuni vulcani a cima piatta, da una serie di edifici conici e da una scalinata di terrazzi lavici sovrapposti, il secondo è costituito prevalentemente da edifici conici.

Aree affette da processi d'instabilità gravitativa sono presenti nella porzione settentrionale del vulcano Marsili. Sul fianco nord-occidentale (fra 2600 m e 3200 m di profondità) è presente una nicchia di frana con relativa zona di traslazione, connessa a un probabile deposito a blocchi al piede.

Il fianco nord-orientale è caratterizzato da una fortissima pendenza ($>30^\circ$) dovuta a un sistema di faglie con direzione N-S che rigettano l'edificio vulcanico.

Nelle zone del bacino Marsili, ai due lati del vulcano Marsili, sono presenti due sistemi di faglie simmetriche con direzione parallela all'asse d'allungamento del vulcano che originano strutture ad *horst* e *graben*.

Sulla base delle osservazioni fatte si è stabilito che l'area sommitale di *rift*, a profondità inferiore a 1000 m, rappresenta una zona di pericolosità geologica. Eruzioni fissurali alimentate da dicchi potrebbero potenzialmente essere in grado di indurre l'innescio di instabilità gravitativa dei fianchi dell'edificio.

3.2 Aspetti salienti in chiave di pericolosità geologica non direttamente esprimibili attraverso la rappresentazione del Livello 3

La pericolosità geologica della zona di *rift* assiale del Marsili è stata dedotta a seguito dell'analisi di diverse tipologie di dati. Sismometri marini, posizionati recentemente sulla cresta del Marsili (D'Alessandro *et al.*, 2007; 2008), hanno registrato diversi eventi legati ad attività vulcano-tettonica ed eventi denominati “tornillo” derivanti dalla risonanza generata dallo scorrimento di lava all'interno di un condotto vulcanico. Campioni associati ad attività esplosiva ed evidenze di idrotermalismo di bassa temperatura testimoniano un possibile forte indebolimento della parte sommitale del vulcano. Il risultato di studi petrografici delle rocce rinvenute dal vulcano dimostrano che le andesiti che compongono il cono di apice del vulcano sono del tutto compatibili con una origine per differenziazione magmatica delle rocce basaltiche che si trovano alla base del vulcano. Modelli petrologici pongono una pressione litostatica di differenziazione della camera magmatica corrispondente a una profondità di circa 1000 m, quindi all'interno dell'edificio del Marsili (Trua *et al* 2002). Qualora questa fosse attiva, rappresenterebbe un ulteriore fattore d'innescio dell'instabilità.

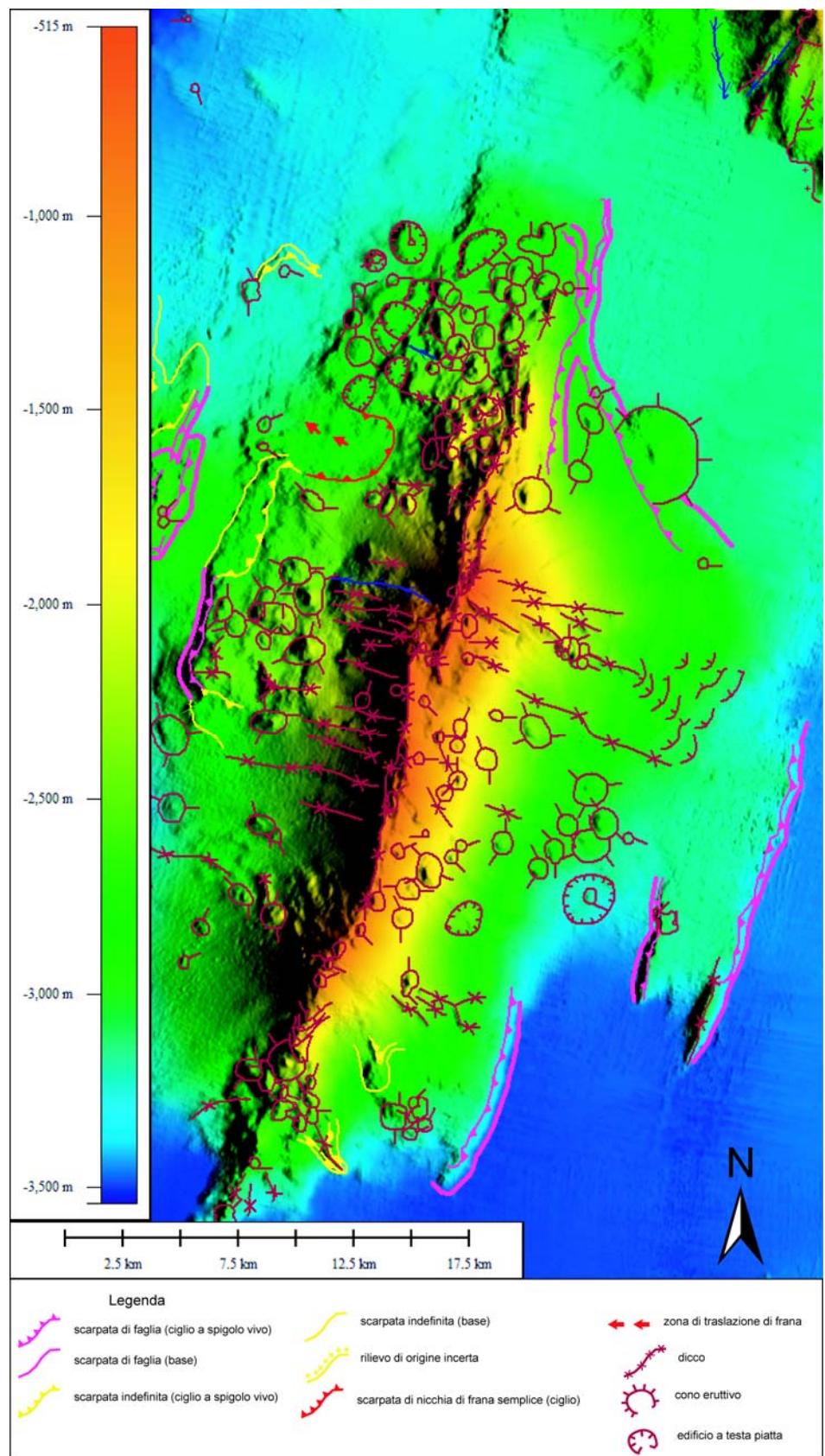


Fig 3.1.1- rappresentazione tipo “shaded relief” della batimetria del fogli 21 marsili e carta degli elementi morfobatimetrici.

3.3 Bibliografia citata

- Argus, D. F., R. G. Gordon, C. De Mets, and S. Stein. 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *J. Geophys. Res.*, 94, 5585– 5602.
- Bortoluzzi, G., Carrara, G., Fabretti, P., Gamberi, F., Marani, M., Penitenti, D., Stanghellini, G., Tonani, M., Zitellini, N., Bonazzi, C., Lippolis, S., Musacchio, M. Daviddi, A., Diroma, G., Ferrarini, A., Leotta, A., Gilod, D., Nikaronenkov, B., Efimov, V. & Erofeev, S. 1999. Swath bathymetry and geophysical survey of the Tyrrhenian sea report on bathymetric, magnetic and gravimetric investigations during cruises TIR96 and TIR99. *IGM technical Report*, 52.
- Beccaluva, L., Bonatti, E., Dupuy, C., Ferrara, G., Innocenti, F., Lucchini, F., Macera, P., Petrini, R., Rossi, P.L., Serri, G., Seyler, M., Siena, F. 1990. Geochemistry and mineralogy of volcanic rocks from ODP sites 650, 651, 655 and 654 in the Tyrrhenian Sea. In: Kastens, K., Mascle, J. (Eds.), Proceeding of the ODP, Scientific Results 107, pp. 49-74.
- L. Cocchi, F. Caratori Tontini, F. Muccini, M. P. Marani, G. Bortoluzzi, C. Carmisciano (2009). Chronology of the transition from a spreading ridge to an accretional seamount in the Marsili backarc basin (Tyrrhenian Sea). *Terra Nova*, 21, 369–374, 2009.
- D'Alessandro, A., D'anna, G., Mangano, G., Amato, A., Favali, P. & Luzio, D. (2007). Evidenze sperimentalari dell'attività del vulcano sottomarino Marsili. *GNGTS, Riassunti*.
- D'Alessandro, A., D'Anna, G., Luzio, D., & Mangano, G. 2008. Polarization and high resolution parametric spectral analysis applied to the seismic signals recorded on the Marsili submarine volcano. *EGU 2008, poster*.
- De Mets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein,. 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425– 478.
- Della Vedova, B., G. Pellis, J. P. Foucher, and J. P. Rehault. 1984. Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea, *Mar. Geol.*, 55, 271–289.
- Dewey, J. F., M. L. Helman, E. Turco, D. H. W. Hutton, and S. D. Knott. 1989. Kinematics of the western Mediterranean, in Alpine Tectonics, edited by M. P. Coward and D. Dietrich, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, 265– 283.
- Kastens, K.A. et al., 1988. ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insight into passive margin and back-arc basin evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1140-1156.
- Kastens, K.A., et al., 1990. The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107. In: Kastens, K.A., Mascle, J., et al. (Eds.), *Proceedings of the ODP, Scientific Results 107*, pp. 3-26.
- Kastens, K.A., and Mascle, J. 1990. The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: An introduction to the scientific results of ODP Leg 107, in Kastens, K.A., Mascle, J., et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Volume 107: College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, p. 3–26.
- Malinverno, A., and W. B. F. Ryan, Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by slab sinking in the lithosphere, *Tectonics*, 5, 227–245, 1986.
- Marani, M.P., Gamberi, F., Casoni, L., Carrara, G., Landuzzi, V., Musacchio, M., Penitenti, D., Rossi, L., Trua,T. 1999. New rock and hydrothermal samples from the southern Tyrrhenian Sea: the MAR-98 research cruise. *G. Geol.* 61, 3-24.
- Marani, M., Gamberi, F., Ivanov M. and the Shipboard Scientific Party of TTR-12, LEG 4, 2003. Tyrrhenian Sea (LEG 4) in Interdisciplinary Geoscience research on the North East Atlantic Margin, Mediterranean Sea and Mid-Atlantic Ridge (12th training-through-research cruise, June-August 2002). *IOC Technical Series No. 67*, 72-90.
- Marani M. & Gamberi F., 2004. Distribution and nature of submarine volcanic landforms in the Tyrrhenian Sea: the arc vs the back-arc In: Marani, M. P., Gamberi, F., Bonatti, E. (Eds) From seafloor to deep mantle: Architecture of the Tyrrhenian backarc basin. *APAT*,

Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, 44, pl. 1-2.

- Marani, M.P., and T. Trua, 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.
- Mongelli, F., Cataldi, R., Celati, R., Della Vedova, B., Fanelli, M., Nuti, S., Pellis, G., Squarci, P., Taffi, L., Zito, G., 1992. Geothermal regime in Italy. In: Hurtig, E., Cermak, V., Haenel, R., Zui, V. (Eds.), *Geothermal Atlas of Europe*, Haak Verg. Gotha, pp. 54-99.
- Nicolich, R. 1989. Crustal structure from seismic studies in the frame of the European Geotraverse (southern segment) and CROP projects, in *The Lithosphere in Italy*, edited by A. Boriani et al., pp. 41 – 62, Accad. Naz. Lincei, Rome.
- Sartori, R., and ODP Leg 107 Scientific Staff. 1989. Drillings of ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Tentative basin evolution compared to deformations in the surrounding chains, in *The Lithosphere in Italy*, edited by A. Boriani et al., pp. 139– 156, Accad. Naz. Lincei, Rome.
- Sartori, R., 1990. The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of peri-Tyrrhenian areas, In: Kastens, K.A., Mascle, J., et al. (Eds.), *Proceedings of the ODP, Scientific Results*, 107, pp. 715-730.
- Savelli, C. 1988. Late Oligocene to Recent episodes of magmatism in and around the Tyrrhenian Sea; implications for the processes of opening in a young inter-arc basin of intra-orogenic (Mediterranean) type, *Tectonophysics*, 146, 163– 181.
- Savelli, C., Gasparotto, G., 1994. Calc-alkaline magmatism and rifting of the deep-water volcano of Marsili (Aeolian back-arc, Tyrrhenian Sea). *Mar. Geol.* 119, 137-157.
- Serri, G., Innocenti, F., and Manetti, P. 2001. Magmatism from Mesozoic to Present: Petrogenesis, time-space distribution and geodynamic implications, in Vai, G.B., and Martini, P.I., eds., *Anatomy of a Mountain: The Apennines and the Adjacent Mediterranean Basins*: Dordrecht, The Netherlands Kluwer Academic Publishers, p. 77–104.
- Scarascia, S., A. Lozej, and R. Cassinis. 1994. Crustal structures of the Ligurian, Tyrrhenian and Ionian Seas and adjacent onshore areas interpreted from wide-angle seismic profiles, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 36 (141– 144), 4– 19.
- Trua, T., G. Serri, A. Renzulli, M. Marani, and F. Gamberi, 2002. Volcanological and petrological evolution of Marsili seamount (southern Tyrrhenian Sea), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 114, 441– 464.
- Trua, T., Serri G., Rossi P.L., 2004. Coexistence of IAB-type and IOB-type magmas in the southern Tyrrhenian back-arc basin: evidence from recent seafloor sampling and geodynamic implications, in *From seafloor to deep mantle: architecture of the Tyrrhenian back-arc basin*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, LXIV, Marani, M.P., Gamberi F., Bonatti E. (Ed.), 83-96.
- Trua, T., Serri, G., and Marani, M.P. 2007. Geochemical features and geodynamic significance of the southern Tyrrhenian backarc basin, in Beccaluva, L., Bianchini, G., and Wilson, M., eds., *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area: Geological Society of America Special Paper* 418, p. 221–233, doi: 10.1130/2007.2418(11).
- Ward, S. N. 1994. Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from very long baseline interferometry. *Geophys. J. Int.*, 117, 441–452.
- Zitellini, N., F. Trincardi, M. Marani, and A. Fabbri. 1986. Neogene tectonics of the northern Tyrrhenian Sea, *Giorn. Geol.*, 48(1/2), 25– 40.

4. Punti di Criticità presenti nel Foglio

4.1 F21_PC1_Zona di rift eruttivo attivo lungo la cresta del vulcano

4.1.1 Riassunto

Ai fini dei punti di criticità, l'elemento principale del vulcano è la stretta zona di *rift* vulcanico localizzata in posizione assiale che interessa tutta la lunghezza del vulcano (Fig.1 PC1_F21). Tale zona è potenzialmente interessata da eruzioni fissurali alimentate da dicchi in grado di indurre l'innesto di instabilità gravitativa dei fianchi dell'edificio.

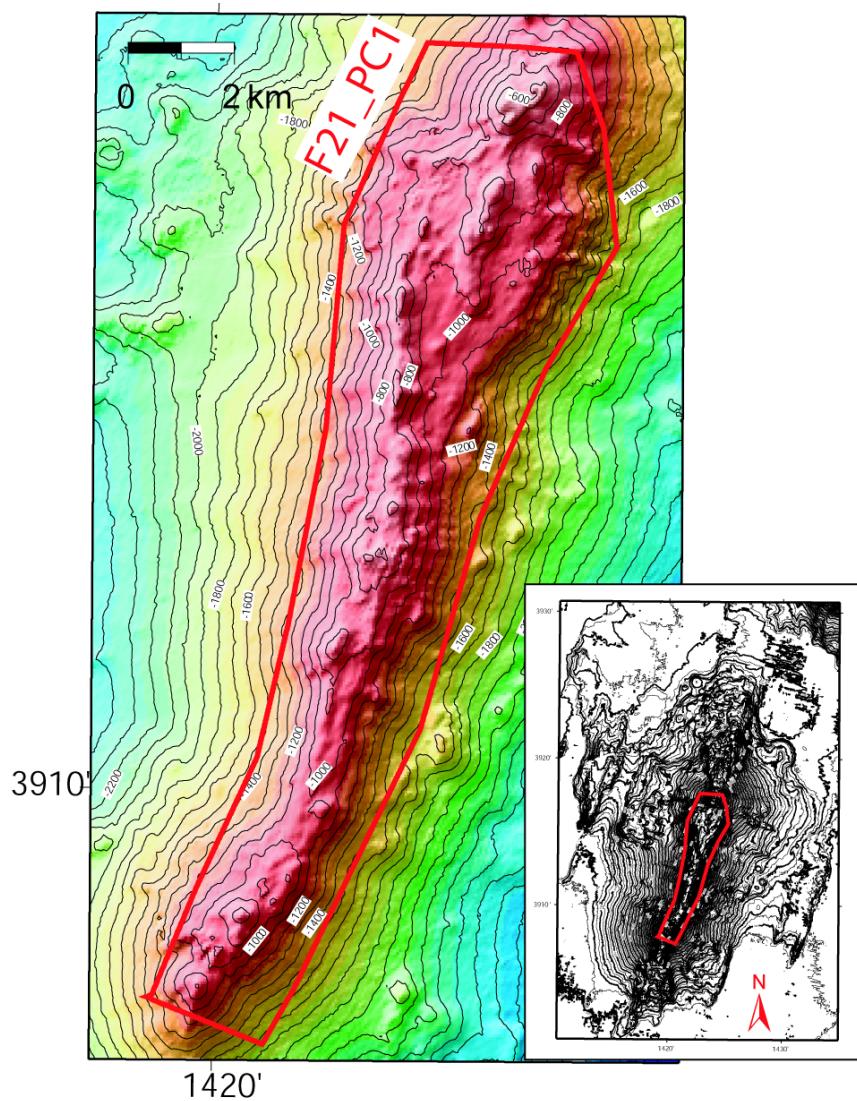


Fig 1 PC1_F21- rappresentazione “shaded relief” della batimetria della sommità del Marsili. In rosso è evidenziato il punto di criticità descritto nel testo. Le *contour lines* sono ogni 100 m.

4.1.2 Tipo di rischio

Eruzione e frana interamente sottomarina.

4.1.3 Descrizione del lineamento

Il Marsili è il più grande vulcano del mar Tirreno. Le sue dimensioni sono: altezza 3 km, lunghezza 60 km con asse NNO-SSE, larghezza mediana 20 km. Raggiunge una profondità minima di 500 m (Fig.2 PC1_F21).

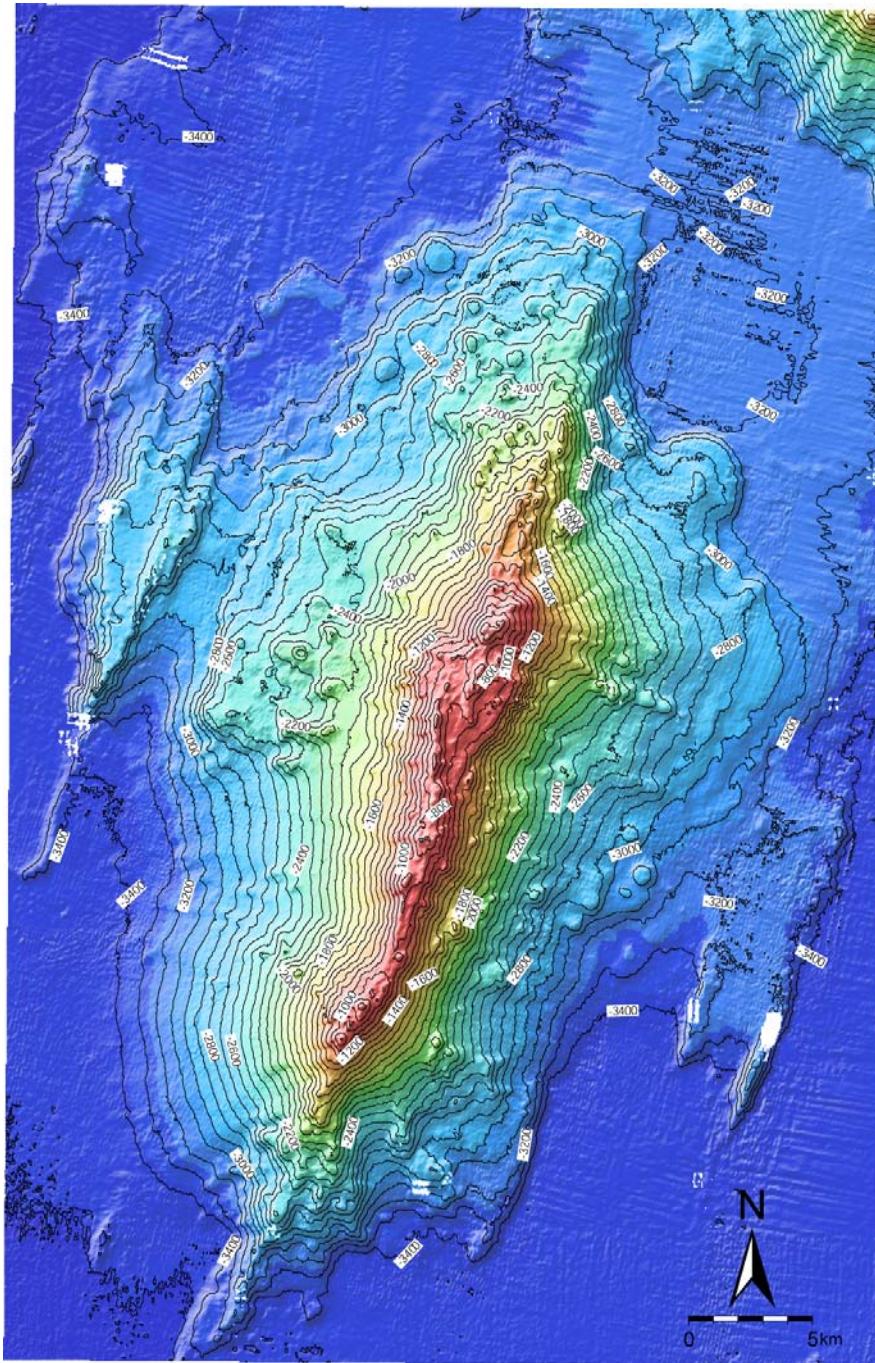


Fig 2 PC1_F21- rappresentazione tipo “shaded relief” del vulcano Marsili e contour lines ogni 100 m. E’ evidente la stretta zona di *rift* rettilinea che caratterizza la zona assiale del vulcano.

La zona di *rift* è particolarmente evoluta nella parte sommitale (Fig.3 PC1_F21) dove si sviluppano numerosi coni allungati, talvolta coalescenti, che danno luogo ad una catena lunga 25 km a profondità minore di 1000 m.

La zona di *rift* è ritenuta la principale area focale dell’attività del vulcano rappresentata dalla messa in posto di dicchi di alimentazione e uno stile di eruzione di tipo fissurale, che evolvendosi, causa la messa in posto dei coni vulcanici allungati.

La zona di *rift*, caratterizzata da questo stile eruttivo, rappresenta quindi intrinsecamente una fascia di debolezza della parte sommitale del vulcano dovuta agli stress estensivi dilatazionali esercitati dall’alimentazione magmatica. La conseguenza è un potenziale rischio di frana di grandi dimensioni dovuta ad un evento di collasso di settore del vulcano.

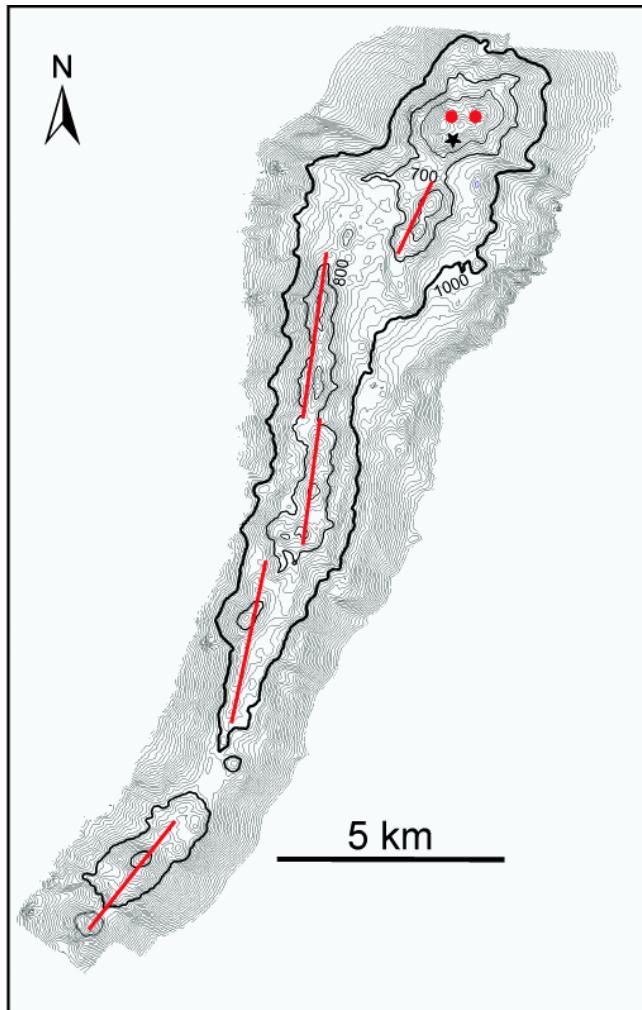


Fig 3 PC1_F21- carta batimetrica (isobate ogni 20 m) dalla zona di *rift* lungo la cresta del vulcano. Sono rappresentati, in rosso, i diversi segmenti che compongono la zona di *rift* delineati dalla presenza di coni vulcanici allungati. La cima del vulcano è rappresentata da un cono alto circa 400 m posto a 500 m di profondità (i cerchi rossi indicano i due centri del cono) che ha evidenze di attività esplosiva. La stella nera indica l'area interessata da idrotermalismo osservato via telecamera.

4.1.4 Rischio potenziale

a) tipo di evoluzione possibile:

la zona di *rift* del Marsili, già intrinsecamente rappresentativa di una zona di debolezza per lo stile eruttivo che la contraddistingue, può essere soggetta ad ulteriori fattori amplificatori che accrescono il potenziale di instabilità dei fianchi del vulcano.

Tali fattori sono legati alle proprietà evolutive del vulcano Marsili. I principali sono elencati di seguito.

- 1) **Il vulcano è da considerarsi attivo.** Un sismometro marino localizzato sulla cresta del vulcano per 20 giorni a 800 m di profondità (Agosto 2006) ha registrato numerosi eventi di sismicità a bassa ed alta frequenza e più di venti eventi di "tornillo" (Fig.4 PC1_F21) (D'Alessandro *et al.*, 2007; 2008). Tutti questi eventi sono legati ad un'attività vulcanica. In particolare, i "tornillo" sono l'effetto della risonanza di un condotto vulcanico causato dal passaggio di lava al suo interno.
- 2) **Eruzioni esplosive.** L'apice del vulcano (a ~500 m), è rappresentato da un cono alto circa 400 m è caratterizzato da estesi campi di clasti e sabbie laviche vulcanoclastiche. Inoltre, sono stati rinvenuti frammenti di scorie vetrose,

- fortemente vescicolate (Fig. 5a PC1_F21). Nella zona mancano lave a cuscino, ma sono presenti colate di piccole dimensioni e campi di fratture. Questi elementi sono verosimilmente testimonianza di un'attività di natura esplosiva di questo cono.
- 3) **Attività idrotermale.** Un passaggio di telecamera di modesta estensione (circa 900 m) sulla parte sommitale del vulcano ha comunque evidenziato un diffuso campo di camini idrotermali attivi di bassa temperatura (70°) (Fig. 5b PC1_F21). L'attività attuale è successiva a un'attività idrotermale di alta temperatura ($> 200^{\circ}$) testimoniata dal rinvenimento di frammenti di solfuri poli-metallici. Nonostante la mancanza di stime circa la profondità dell'alterazione idrotermale e l'estensione areale del fenomeno, queste osservazioni evidenziano un possibile forte indebolimento di alcune porzioni della parte sommitale del vulcano.
- 4) **Camera magmatica interna.** Il risultato di studi petrografici delle rocce rinvenute dal vulcano dimostrano che le andesiti che compongono il cono di apice del vulcano sono del tutto compatibili con una origine per differenziazione magmatica delle rocce basaltiche che si trovano alla base del vulcano. Modelli petrologici pongono una pressione litostatica di differenziazione della camera magmatica a una profondità di circa 1000 m, quindi all'interno dell'edificio del Marsili (Trua et al 2002). Nel caso la camera magmatica fosse attiva, rappresenterebbe un ulteriore fattore d'innesco dell'instabilità.

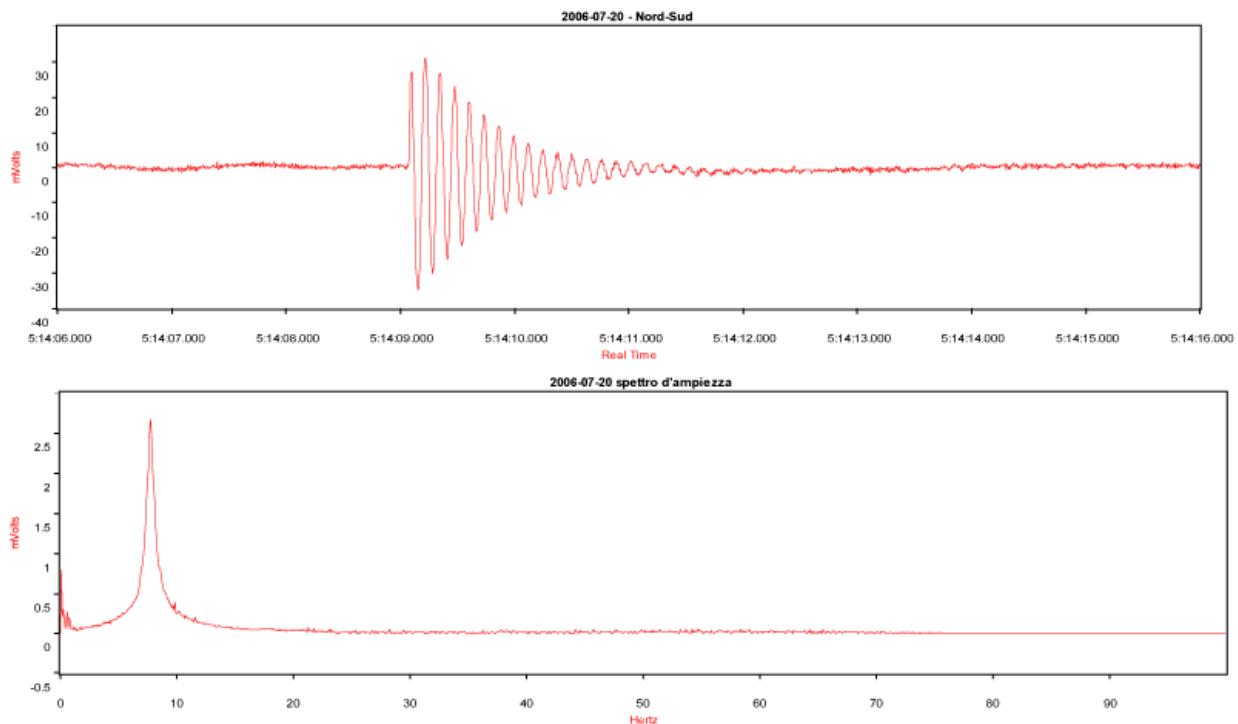


Fig 4 PC1_F21- sismogramma registrato in Agosto 2006 da un sismometro di fondo marino posto sulla cresta del vulcano. La caratteristica forma a vite, denominata "tornillo", deriva dalla risonanza di un condotto vulcanico causato dal movimento di lava al suo interno (da D'Alessandro et al., 2007).

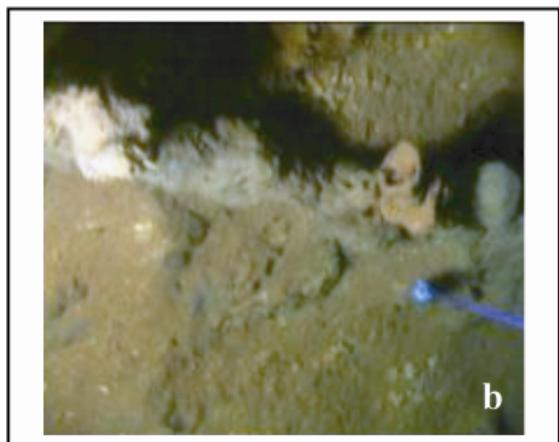
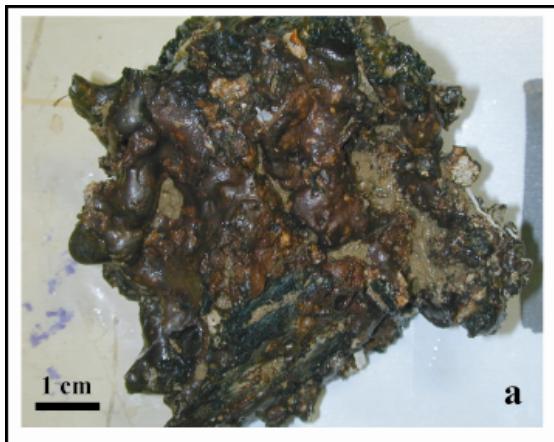


Fig 5 PC1_F21- a) frammento di scoria vescicolata indice di eruzioni esplosive derivante dal cono all'apice del Marsili; b) fotogramma da video di cammini idrotermali presenti sulla cresta del Marsili. In alto prodotti giallastri di bassa temperatura (ossidi e idrossidi di ferro); in basso cammino aperto composto di solfuri ad alta temperatura.

b) potenziali effetti diretti o indiretti:

Instabilità dei fianchi del vulcano e conseguente generazione di onde di tsunami.

c) beni esposti agli effetti dell'evento:

Pur essendo l'area in esame lontana da strutture antropiche, un'eventuale onda di tsunami potrebbe interessare le coste Tirreniche meridionali.

d) tempi di ricorrenza o stato di attività presunto:

Il vulcano sottomarino è attivo, ma non vi è nessuna informazione circa la ricorrenza.

e) eventi pregressi:

Non sono disponibili informazioni dirette circa eventi pregressi, ma sono stati condotti studi attraverso analisi morfologiche approfondite; analisi petrografiche di dettaglio su numerosi campioni di roccia campionati per conoscere la struttura profonda di alimentazione e risalire al quadro geodinamico.

f) dati disponibili nell'area:

Le osservazioni, relative al punto di criticità, si basano sull'interpretazione geomorfologica di dati batimetrici *multibeam* integrate da informazioni sulle caratteristiche acustiche del fondale marino (*backscatter*) e da informazioni sul sottofondo raggiunto dai profili sismici a riflessione ad alta risoluzione. La maggior parte dei dati batimetrici e di riflettività del fondo mare disponibili sono stati acquisiti nell'ambito del "Progetto Strategico Tirreno" durante due campagne oceanografiche TIR96 e TIR99 (Bortoluzzi *et al.*, 1999; Marani *et al.*, 2004). I dati sismici disponibili nell'area appartengono a due *dataset* distinti: i) profili sismici *Sparker* 30 kj acquisiti a partire dal 1969 nell'ambito del "Progetto Finalizzato Oceanografia e Fondi Marini" del CNR e ii) profili sismici monocanale acquisiti durante le campagne TIR96 e TIR99.

Nel 2002, nell'ambito di una crociera UNESCO/TTR-12, è stato prodotto un mosaico ottenuto dall'acquisizione di dati *side scan sonar* a traino profondo (MAK-1M) ed ad alta risoluzione dei versanti sudest e nordovest del Marsili (Marani *et al.*, 2003).

Liberatoria da responsabilità:

Essendo il progetto MaGIC rivolto alla sola mappatura e individuazione degli elementi di pericolosità dei fondali marini, la definizione del rischio esula dagli scopi del progetto e non sono state previste indagini ad hoc. Quindi la definizione dei punti di criticità si basa su dati acquisiti per altri scopi e non omogenei nell'area. Similmente non sono disponibili informazioni sugli insediamenti e le infrastrutture marine e costiere presenti nell'area.

Bibliografia:

- Bortoluzzi, G., Carrara, G., Fabretti, P., Gamberi, F., Marani, M., Penitenti, D., Stanghellini, G., Tonani, M., Zitellini, N., Bonazzi, C., Lippolis, S., Musacchio, M. Daviddi, A., Diroma, G., Ferrarini, A., Leotta, A., Gilod, D., Nikaronenkov, B., Efimov, V. & Erofeev, S., 1999. Swath bathymetry and geophysical survey of the Tyrrhenian sea report on bathymetric, magnetic and gravimetric investigations during cruises TIR96 and TIR99. *IGM technical Report*, **52**.
- D'Alessandro, A., D'anna, G., Mangano, G., Amato, A., Favali, P. & Luzio, D. (2007). Evidenze sperimentali dell'attività del vulcano sottomarino Marsili. *GNGTS, Riassunti*.
- D'Alessandro, A., D'Anna, G., Luzio, D., & Mangano, G. 2008. Polarization and high resolution parametric spectral analysis applied to the seismic signals recorded on the Marsili submarine volcano. *EGU 2008, poster*.
- Marani, M., Gamberi, F., Ivanov M. and the Shipboard Scientific Party of TTR-12, LEG 4, 2003. Tyrrhenian Sea (LEG 4) in Interdisciplinary Geoscience research on the North East Atlantic Margin, Mediterranean Sea and Mid-Atlantic Ridge (12th training-through-research cruise, June-August 2002). IOC Technical Series No. 67, 72-90.
- Marani, M.P. & Gamberi, F., 2004. Distribution and nature of submarine volcanic landforms in the Tyrrhenian Sea: the arc vs the back-arc In: Marani, M. P., Gamberi, F., Bonatti, E. (Eds) From seafloor to deep mantle: Architecture of the Tyrrhenian backarc basin. *APAT, Mem. Desc. Carta Geol. d'It.*, **44**, pl. 1-2.
- Trua, T., G. Serri, A. Renzulli, M. Marani, and F. Gamberi, 2002. Volcanological and petrological evolution of Marsili seamount (southern Tyrrhenian Sea), J. Volcanol. Geotherm. Res., 114, 441– 464.