

## NOTE A COMPENDIO DEL FOGLIO N. 18 - CAPO D'ORLANDO

### 1. Inquadramento geologico dell'area

La zona oggetto di studio (Fig. 1.1) comprende sia i fondali antistanti la costa NE siciliana compresa tra Capo D'Orlando ed il Golfo di Patti sia le porzioni sommerse degli edifici vulcanici di Vulcano, Lipari, Salina e Panarea.

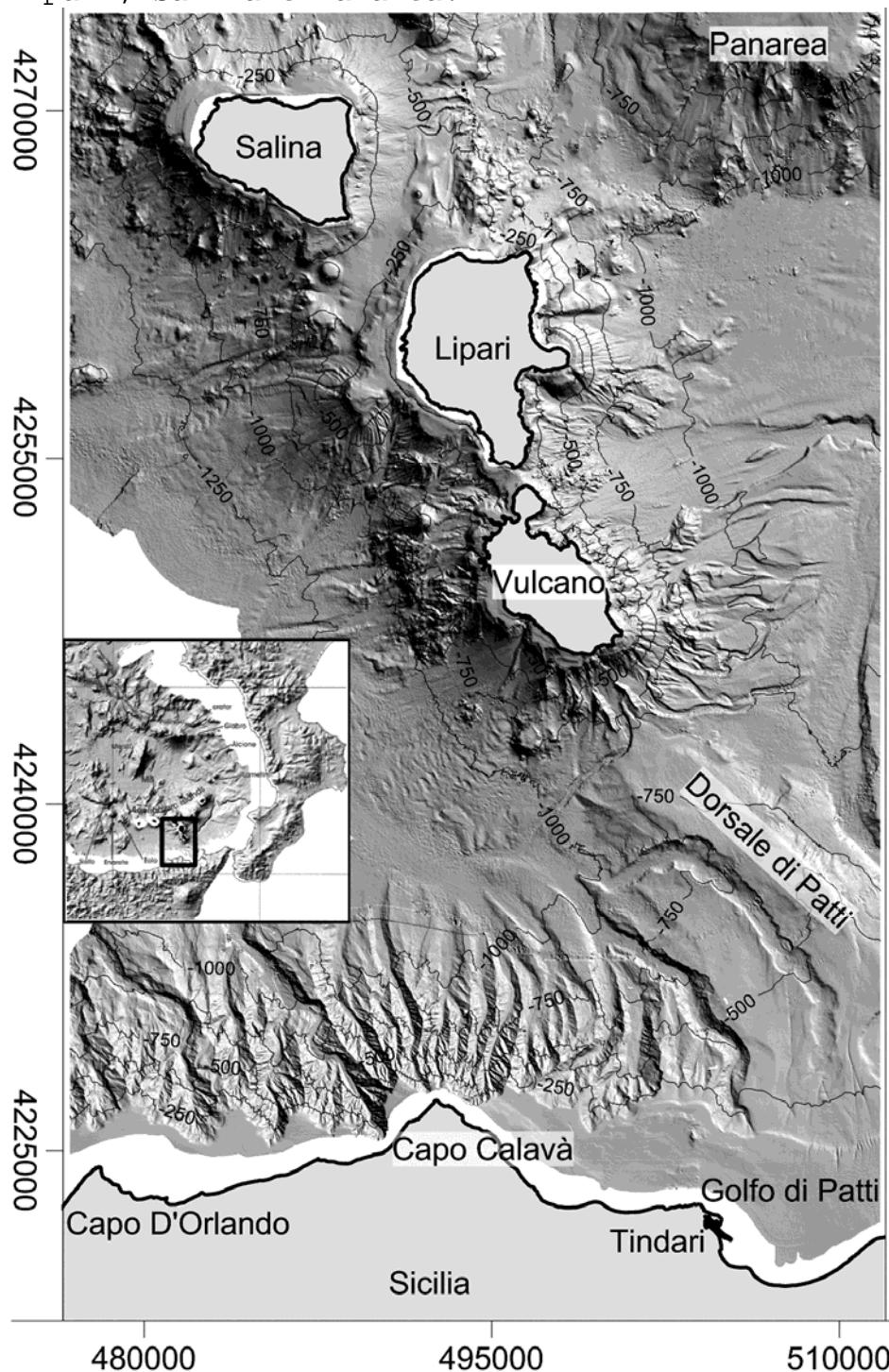


Fig. 1.1 - Rilievo ombreggiato ad alta risoluzione dell'area compresa nel Foglio 18 Capo D'Orlando.

Il margine NE della Sicilia è un'area di transizione, che si sviluppa tra la catena Appenninica-Magrebide a sud ed il bacino di

retroarco del Tirreno a nord. Le unità affioranti a terra sono principalmente rappresentate da unità cristalline, carbonati mesozoici ed unità terrigene Oligo-Mioceniche, coperte in discordanza angolare da depositi clastico-evaporitici e carbonatici Tardo-Messiniani e Quaternari (Ogniben, 1969; Ferla, 1982; Bonardi et al., 1980). La Sicilia nord-orientale è caratterizzata da sismicità storica e da alti tassi di sollevamento a partire dal Pleistocene medio fino ad oggi (Antonioli et al., 2006; Ferranti et al., 2010). Il forte sollevamento della catena ha generato un gran quantitativo di sedimenti trasportati verso mare, con la conseguente formazione di canyon sottomarini, canali turbiditici, flussi di detrito e frane sottomarine (Wezel et al., 1981). I sedimenti vengono drenati all'interno di queste strutture canalizzate verso il sotto-bacino di Capo d'Orlando, che rappresenta la parte più orientale del bacino di Cefalù.

Il vulcanismo dell'arco eoliano è il frutto di una complessa interazione fra processi di collisione, subduzione ed estensione, che hanno condizionato la recente evoluzione geodinamica del Tirreno centro-meridionale (De Astis et al., 2003 e 2006). L'arcipelago può essere suddiviso, in base alle caratteristiche magmatologiche e strutturali, in tre differenti settori: occidentale, centrale ed orientale (Figura 1.2).

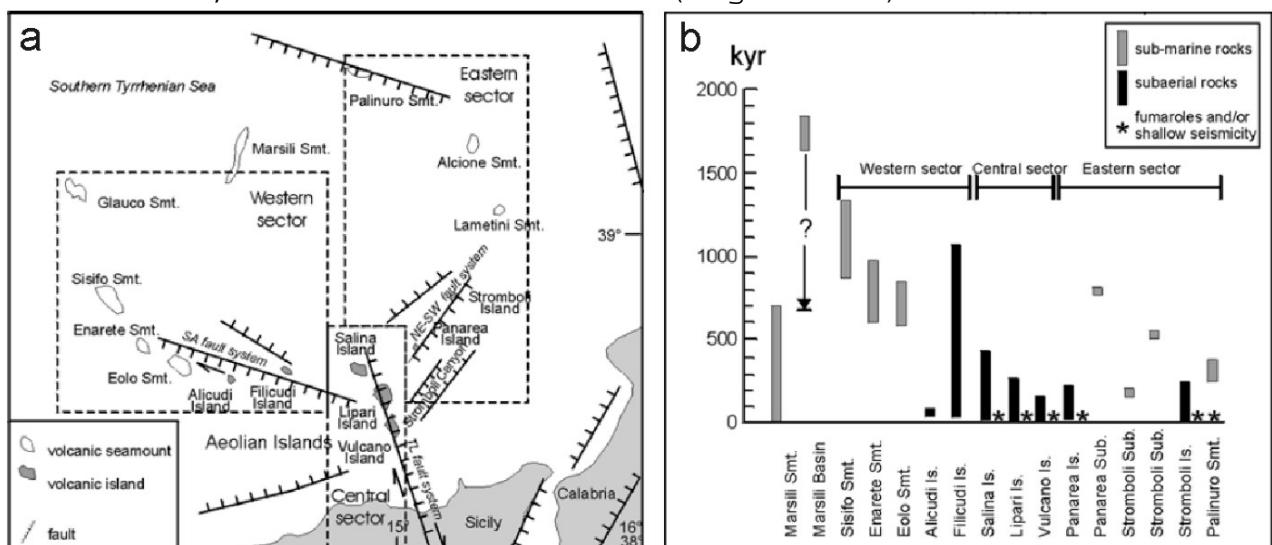


Fig. 1.2 - (a) modello strutturale dell'arcipelago eoliano nei tre settori in cui viene suddiviso, (b) evoluzione temporale del vulcanismo, basata sui dati geocronologici ottenuti da campionamenti subaerei e sottomarini (De Astis et al., 2003).

Il settore centrale, in particolare, include le isole di Salina, Lipari e Vulcano; il vulcanismo si manifesta dapprima a Salina (circa 400-450 ka fa, Keller 1980a), in seguito a Lipari (circa 223 ka fa, De Astis et al., 2003) ed infine a Vulcano (circa 127 ka fa, De Astis et al., 2006, Keller 1980b). Da un punto di vista strutturale, questo settore è interessato da un'importante discontinuità tettonica con direzione principale NNO-SSE, che rappresenta la prosecuzione a mare del sistema di faglie Tindari-Letojanni (TL in Figura 1.2). Si tratta di un sistema trascorrente destro (*strike-slip*) a cui sono associate faglie secondarie con

direzioni NE-SO e N-S. Tuttavia, la recente acquisizione di profili sismici multicanale nell'area ha mostrato la presenza di numerose strutture compressive sia intorno alle tre isole che nella zona compresa tra Vulcano e la costa siciliana, mentre faglie di tipo estensionale sono presenti solamente a nord di Salina ed Alicudi verso il bacino del Marsili (Argnani et al., 2007). Queste deformazioni, sebbene differenti dai modelli precedentemente proposti in letteratura, sono in accordo con il campo di deformazioni ed il regime di sforzi ricavati tramite l'analisi di dati GPS e sismologici (Argnani et al., 2007). In particolare, i dati sembrano mostrare la sovrapposizione di un campo di sforzi compressivi (attivo dal Pleistocene medio, essendo coevo alla costruzione degli edifici Eoliani) sovrapposto ad un pre-esistente sistema deformativo estensionale.

L'edificio di Panarea costituisce insieme a Stromboli il settore orientale delle Eolie ed è caratterizzato da lineamenti strutturali orientati in direzione SO-NE. La geologia dell'isola è principalmente definita da duomi lavici di composizione variabile da andesita a dacitica datati tra 150 e 125 ka alternati a depositi piroclastici (Calanchi et al., 1999). La parte sommitale dell'edificio è caratterizzata dalla presenza di un'estesa piattaforma insulare, dalla quale emergono alcuni isolotti (Basiluzzo, Dattilo, Panarelli, Lisca Bianca, Bottaro, Lisca Nera and Formiche), costituiti da lave a composizione HKCA dacitica e andesitica. Oggigiorno, Panarea è caratterizzata da una subsidenza locale (Tallarico et al., 2003) e da attività di degassamento relazionate alla presenza di diverse aree fumaroliche sia a terra che a mare. A tal riguardo, un'intensa attività di degassamento è stata recentemente osservata nel novembre del 2002 tra gli isolotti di Lisca Bianca e Lisca Nera, con un tasso massimo di 108-109 lt/giorno (ad ovest dell'isolotto di Bottaio; Caliro et al., 2004), circa due ordini di grandezza più elevato rispetto al flusso medio precedentemente misurato in tale area (Italiano e Nuccio, 1991).

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

Il set di dati utilizzato per la realizzazione di questo foglio è stato raccolto durante numerose campagne oceanografiche (Tab. 2.1), svoltesi a partire dal 1987 fino al 2012 a bordo delle N\O Minerva, Thetis, Urania(CNR), oltre che su piccole imbarcazioni di diporto (ad esempio, Alsea della CCE). Il set di dati geofisici a disposizione comprende dati ecometrici multifascio, sonar a scansione laterale, profili sismici ad alta risoluzione. Tali dati sono stati recentemente integrati da campionamenti del fondale (dragaggi, bennate e carotaggi), immersioni ROV e subacquee.

Anno	Nave	Posizionamento	Strumentazione	Istituto di ricerca
1987	Minerva	LORAN-C	SPK-SBP	Università di Bologna
1988	Minerva	LORAN-C	SPK-SBP	Università di Bologna
1993	Incaurina Marianna	LORAN-C	SPK-SBP	Università Sapienza Roma e Bologna
1995	Urania	DGPS	SPK-SBP	Università di Bologna
2001	Thetis	DGPS	Multibeam (60 kHz)-SSS	CNR-IGAG
2005	Urania, Alsea	DGPS, RTK*	Multibeam (455, 240 e 60 kHz)	CNR-IGAG, Università Sapienza Roma e Bologna

2008	Urania	DGPS	Multibeam (60 kHz)	CNR-IGAG, Università di Roma
2010	Urania	DGPS	Multibeam (100 kHz), SPK-SBP, campionamenti del fondale e ROV)	CNR-IGAG, Università Sapienza Roma e Bologna
2011	Urania	DGPS	Multibeam (100 kHz) e Chirp	CNR-IGAG, Università Sapienza Roma
2012	Urania	DGPS	Multibeam (100 kHz), Chirp e campionamenti del fondale	CNR-IGAG, Università Sapienza Roma

Tab. 2.1 - Elenco delle campagne di ricerca svolte per l'acquisizione dei dati disponibili per l'interpretazione del F18, con l'indicazione dell'imbarcazione, delle strumentazioni utilizzate e degli Istituti di Ricerca coinvolti. SSS: sonar a scansione laterale, SPK: sorgente sismica "Sparker" (1-5 kJ), SBP: sorgente sismica sub-bottom profiler. \*Il sistema RTK è stato utilizzato per i rilievi sottocosta effettuati a Vulcano nell'ambito del progetto DPC-INGV "V3-5 Vulcano: study of the submerged structure and implications for risk assessment".

### 2.1 Dati morfo-batimetrici (rilievi multibeam)

I dati di batimetria sono stati acquisiti dal CNR-IGAG, dall'Università di Roma "La Sapienza" e di Bologna durante diverse campagne oceanografiche, condotte negli anni 2001-2012 a bordo delle imbarcazioni *Tethis*, *Urania* ed *Alsea*.

I rilievi sono stati effettuati con ecoscandagli multifascio Reson Seabat e Simrad operanti a diverse frequenze (240-455 kHz in acque basse e 50-100 kHz in acque profonde) al fine di investigare differenti fasce di profondità. Il posizionamento dei dati è avvenuto mediante GPS, DGPS e, nelle sole aree costiere, mediante rilievo RTK (*Real Time Kinematics*). Sono state effettuate giornalmente sonde di velocità ed acquisite linee di calibrazione *ad hoc* (sia ad inizio che a fine campagna). I dati sono stati elaborati tramite il software *Caris Hips and Sips* ed hanno portato alla generazione di modelli digitali del terreno (*DTM*), con dimensioni di cella variabili da 0.5 m in acqua bassa (primi 100 m di profondità) fino a 25 m in acqua profonda. I diversi dataset sono stati infine omogeneizzati ed integrati allo scopo di ottenere un *DTM* totale con cella di 25 m.

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

La maggior parte dei dati batimetrici acquisiti contengono al loro interno anche informazioni sull'ampiezza del segnale ricevuto, attraverso la quale è possibile generare delle immagini di riflettività del fondale. L'elaborazione dei dati è avvenuta tramite il software *Caris Hips and Sips* applicando correzioni di tipo geometrico e radiometrico ai dati. Sono stati anche effettuati classici rilievi sonar a scansione laterale (SSS, 100 kHz) lungo il versante nord-orientale di Vulcano, da costa fino a circa 250 m di profondità.

Sono state anche effettuate due immersioni ROV durante la campagna del 2010 (Tab. 2.1), la prima a Baia di Levante (Vulcano) e l'altra in corrispondenza della prosecuzione sommersa del promontorio di Monte Rosa (Lipari). Infine, numerose immersioni subacquee sono state effettuate tutto intorno all'isola di Vulcano nei primi 30-40 m di profondità nell'ambito di una tesi di laurea discussa presso l'Università di Bologna.

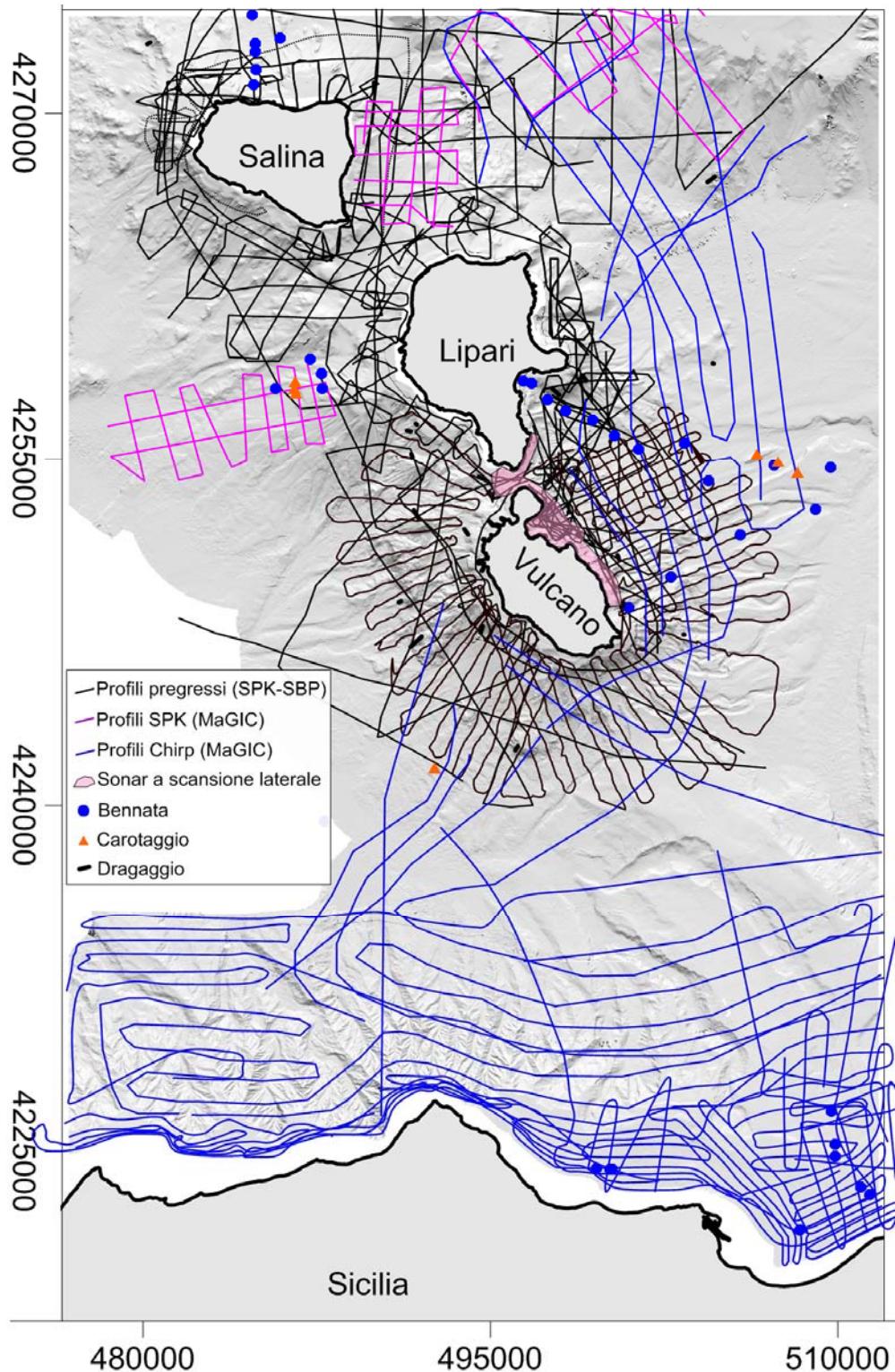


Fig. 2.1- Ubicazione dei dati utilizzati per la realizzazione del F18.

### 2.3 Dati di sismica a riflessione

Questi dati comprendono prevalentemente un fitto reticollo di profili analogici acquisiti nel corso di campagne effettuate dall'Università di Bologna e Sapienza (Roma) a cavallo degli anni 90 (Tab. 2.1, profili pregressi in Fig. 2.1). Questi dati hanno fornito un importante contributo per la corretta interpretazione dei lineamenti morfologici individuati, specialmente nelle zone sottocosta dove sono presenti dei corpi sedimentari progradanti,

definiti in letteratura come Terrazzi Deposizionali Sommersi (TDS, Chiocci e Romagnoli, 2004). Ad integrazione di questo dataset, sono stati recentemente acquisiti numerosi profili sismici in digitale con Sorgente Sparker e Chirp (tab. 2.1, profili Chirp e SPK MaGIC in Fig. 2.1).

#### 2.4 Dati di campionamento

I campionamenti del fondale sono stati realizzati sia lungo i fianchi sommersi degli edifici di Salina, Lipari, Vulcano e Panarea sia nell'area antistante il Golfo di Patti (Fig. 2.1 e Tab. 2.1). La progettazione dei campionamenti è stata basata sull'interpretazione integrata dei dati batimetrici, sonar a scansione laterale e sismici precedentemente acquisiti dal gruppo di ricerca. Per i fianchi sommersi degli edifici vulcanici, sono stati effettuati 33 dragaggi al fine di caratterizzare i più importanti centri eruttivi sommersi e le principali strutture vulcano-tettoniche ivi presenti. Sono state anche effettuate 28 bennate ed 8 carotaggi al fine di tarare le facies acustiche identificate e di ricostruire i principali processi di risedimentazione gravitativa agenti lungo i fianchi vulcanici sommersi. Per quanto riguarda il Golfo di Patti sono state effettuate 9 bennate per capire i principali processi sedimentari qui agenti, con particolare riferimento allo sviluppo di flussi iperpicnali a seguito di eventi di piena presso le fiumare presenti nel versante subaereo.

#### 2.5. Altro tipo di dato

Nulla da riportare.

### 3. Elementi Morfobatimetrici e "pericolosità" geologica

#### 3.1 Sintesi descrittiva del Livello 3

Il Foglio 18 "Capo D'Orlando" può essere suddiviso in due settori principali: il primo comprende la piattaforma e scarpata continentale antistante la costa NE siciliana e l'altro le porzioni sommerse degli edifici vulcanici di Vulcano, Lipari, Salina e Panarea.

Il primo settore è caratterizzato da una piattaforma continentale piuttosto ristretta e acclive (ampi settori con pendenza  $> 1.5^\circ$ ), con larghezze variabili da alcune centinaia di metri in corrispondenza dei canyon antistanti Capo Calavà fino ad un massimo di 6 km nel Golfo di Patti (Fig. 1.1). Il ciglio della piattaforma è localizzato ad una profondità di 100-130 m ed in molti settori è in forte erosione, come testimoniato dalla presenza di numerosi canyon. A maggiori profondità, il fondale diviene molto ripido, raggiungendo pendenze superiori ai  $20^\circ$ , tranne che nel settore antistante il Golfo di Patti, dove la parte alta della scarpata continentale presenta una pendenza media di  $8-9^\circ$ . In questo settore, la piattaforma è caratterizzata dalla presenza di estese aree a forme di fondo, tagliate da un fitto reticolo di solchi erosivi (Fig. 3.1.1).

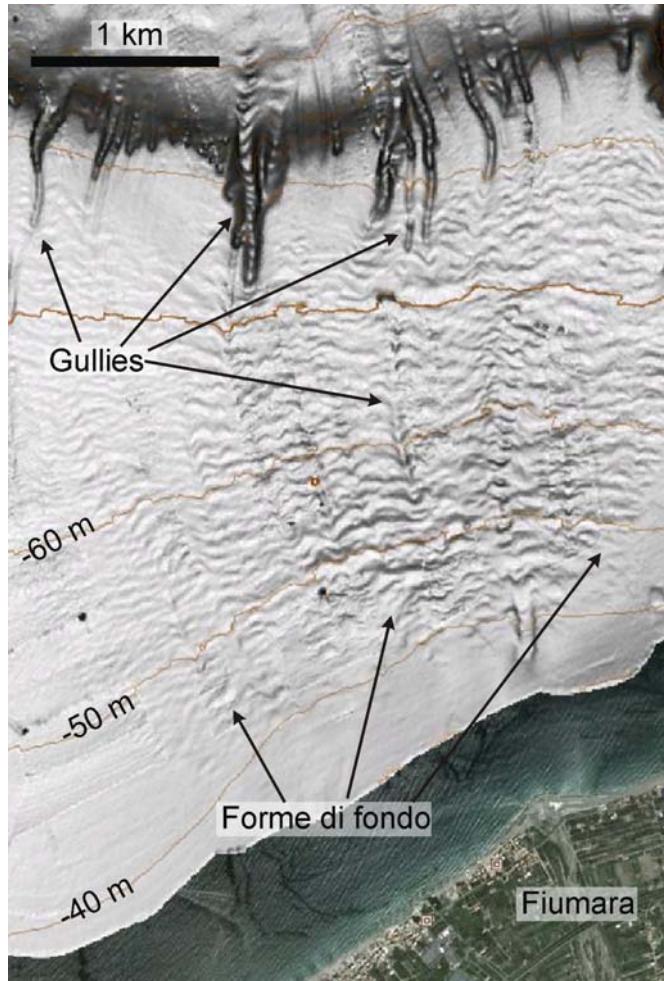


Fig. 3.1.1 - Rilievo ombreggiato del settore antistante la Fiumara Mazzarrà nel Golfo di Patti, dove è presente un'estesa area caratterizzata da forme di fondo e gullies.

Questi ultimi presentano lunghezza di alcuni chilometri, larghezza di alcune decine di metri e profondità di pochi metri. Le forme di fondo sono complessivamente orientate parallelamente alle isobate; queste strutture hanno una lunghezza d'onda di 50-100 m e altezza d'onda di alcuni metri, sviluppandosi su un fondale con pendenza di 2-3°. Sulla base della loro morfologia e ubicazione (antistante la foce della fiumare Mazzarrà, Fig. 3.1.1), le forme di fondo possono essere associate a fenomeni di *creep*, o alternativamente a *sediment waves/cyclic steps* originate dallo scorrimento di flussi iperpicnali in piattaforma, a seguito di eventi di piena. A tal riguardo, i solchi erosivi rappresentano una chiara evidenza dello scorrimento di flussi iperpicnali sul fondale. A maggiore profondità, i solchi erosivi convergono in una più ampia (circa 800 m) e profonda (60-70 m) struttura canalizzata, che si segue per oltre 16 km fino alla base della scarpata (a circa 1000 m di profondità). Simili strutture canalizzate sono presenti lungo tutta la scarpata continentale del foglio e la loro testata è comunemente costituita da una serie di nicchie di distacco, con diametri di alcune centinaia di metri, spesso disposte in assetto retrogressivo.

Il secondo settore (ovvero le porzioni sommerse degli edifici vulcanici eoliani) è caratterizzato nelle aree sottocosta dallo sviluppo di piattaforme insulari (Fig. 3.1.2), il cui ciglio

esterno è in genere localizzato a profondità variabili tra i 90 e 120 m.

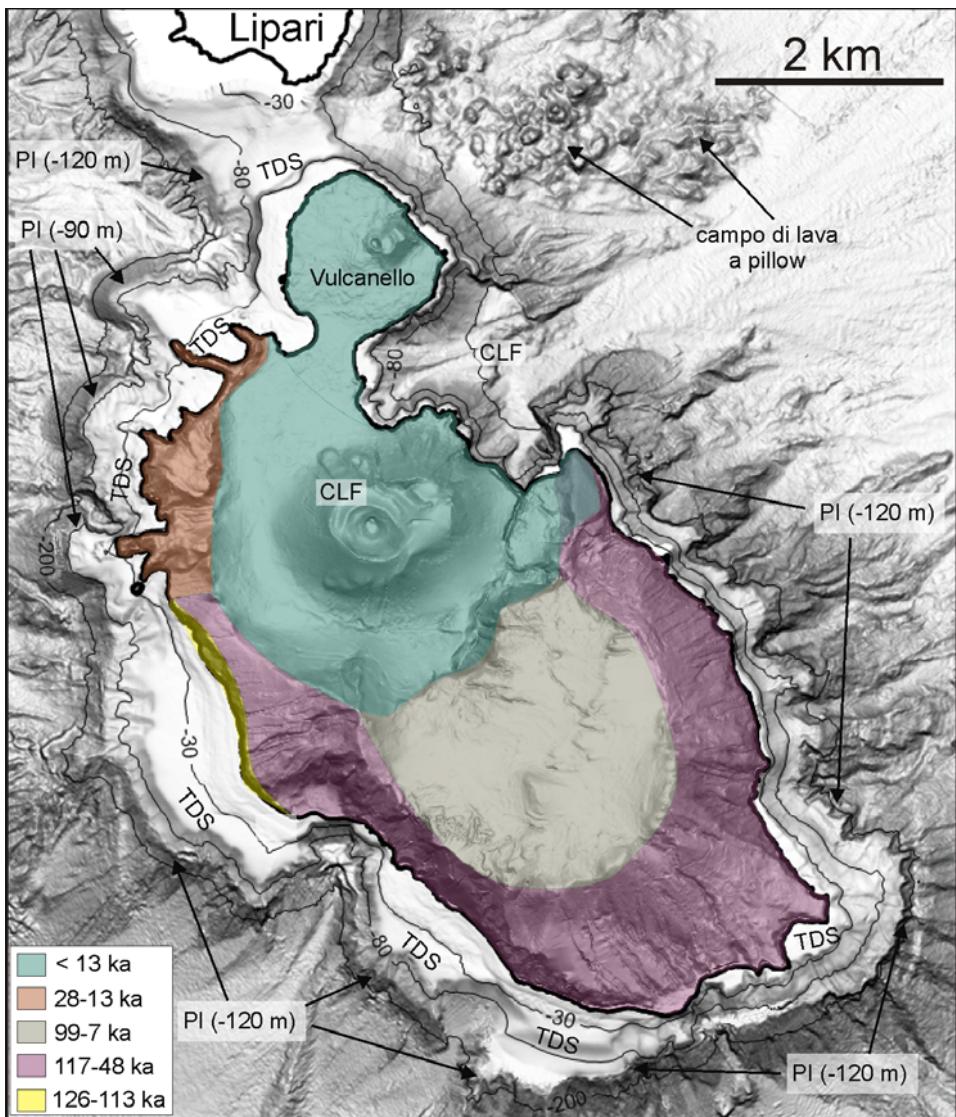


Fig. 3.1.2 - Rilievo ombreggiato del settore costiero antistante l'isola di Vulcano, dove sono rappresentate schematicamente le età delle unità affioranti a terra (da De Astis et al., 2006). PI: ciglio della piattaforma insulare; TDS: Terrazzo Deposizionale Sommerso; CLF: Caldera La Fossa.

Queste piattaforme presentano una larghezza massima di 2 km in corrispondenza dei settori più antichi delle isole, quali la parte settentrionale di Salina, la parte meridionale di Panarea, i settori occidentali delle isole di Vulcano (Fig. 3.1.2) e Lipari (Fig. 3.1.3), mentre sono praticamente assenti nei settori più giovani (< 18 mila anni), come nella zona antistante Vulcanello (Fig. 3.1.2). Le piattaforme insulari sono parzialmente ricoperte da corpi sabbiosi progradanti, noti in letteratura come terrazzi deposizionali sommersi (TDS, Chiocci e Romagnoli, 2004). In particolare, si riconoscono diversi ordini di TDS, con il ciglio localizzato a profondità di 20-40 m, 70-90 m e 100-120 m. Al di sotto delle piattaforme insulari e dei TDS, si ha un brusco aumento delle pendenze (con valori superiori ai 30°) ed i fianchi vulcanici presentano una morfologia irregolare, definita dall'alternanza di affioramenti vulcanici e lineamenti erosivo-deposizionali.

Gli affioramenti vulcanici si sviluppano sia vicino a costa, in continuità con strutture subaeree (ad esempio la prosecuzione a mare delle colate riolitiche di Rocche Rosse e Punta Papesca, nella porzione orientale di Lipari), che nelle parti più profonde dei fianchi vulcanici, dove non sono direttamente relazionabili a centri eruttivi presenti sulle isole. Questi ultimi presentano dimensioni e forme in pianta variabili tra loro, tra cui possiamo citare strutture allungate (presumibilmente dicchi), morfologie di tipo mammellonare indicative di messa in posto di campi di lave a *pillow* (ad esempio a est di Vulcanello, Fig. 3.1.2) e centri secondari di forma sub-conica. Questi ultimi sono principalmente localizzati nella parte occidentale di Lipari e Vulcano, dove sono orientati preferenzialmente in direzione SSE-NNO, in accordo al principale trend strutturale, che caratterizza il settore centrale dell'Eolie. Questi centri vulcanici sono presumibilmente antichi e non attivi, in quanto il loro top è ricoperto da una rilevante copertura sedimentaria individuata attraverso l'analisi di profili sismici a disposizione ed i loro fianchi sono dissecati da numerosi gullies. Nel caso dell'edificio di Banco del Bagno (ad ovest di Lipari, Fig. 3.1.3), il top di questa struttura è stato completamente eroso dal moto ondoso durante le fluttuazioni eustatiche avvenute nel Tardo-Quaternario, dando luogo allo sviluppo di una piattaforma insulare che si raccorda a quella presente intorno il versante occidentale di Lipari (Fig. 3.1.3).

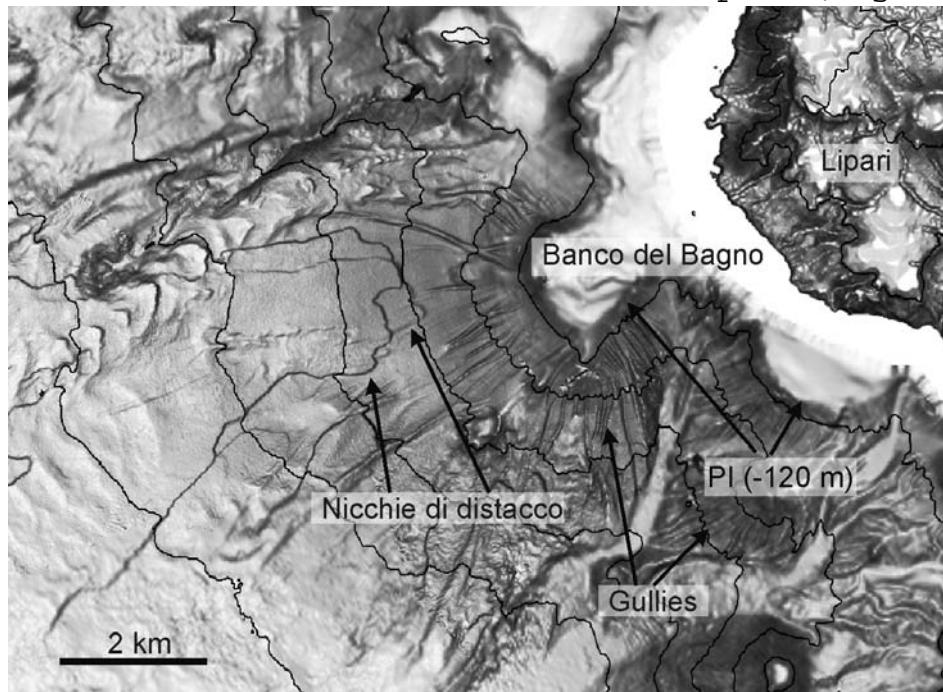


Fig. 3.1.3 - Rilievo ombreggiato del settore occidentale di Lipari, dove è presente il centro eccentrico di Banco del Bagno, il cui top è stato completamente eroso dal moto ondoso durante le fluttuazioni eustatiche occorse nel Tardo-Quaternario e che hanno portato allo sviluppo di una piattaforma insulare (PI). È inoltre interessante notare il sistema di nicchie di frana sviluppate sui fianchi sommersi dell'edificio di Banco del Bagno.

I lineamenti erosivo-deposizionali sono principalmente rappresentati da strutture canalizzate, quali solchi erosivi, canali a fondo piatto e conoidi deposizionali.

I solchi erosivi si sviluppano nella parte alta dei fianchi vulcanici e sono comunemente orientati radialmente all'edificio (Figure 3.1.3 e 3.1.4). Questi lineamenti presentano una lunghezza media di alcune centinaia di metri, una larghezza di poche decine di metri, ed una profondità di alcuni metri. I solchi erosivi tendono a convergere lungo pendio in strutture canalizzate più ampie (da qualche decina fino ad alcune centinaia di metri) e a fondo piatto. Tali lineamenti risultano particolarmente sviluppati nel settore meridionale ed occidentale di Vulcano (Fig. 3.1.4), dove confluiscono a maggiori profondità nel Canyon di Stromboli, il principale lineamento erosivo-deposizionale del Tirreno Meridionale (Gamberi e Marani, 2007). Il percorso di questi canali è fortemente influenzato dalla presenza di affioramenti vulcanici e lineamenti strutturali, come evidenziato dalla brusca diversione (angolo di circa 90°) subita da due canali in corrispondenza della Dorsale di Patti a sud di Vulcano (Fig. 3.1.4).

Numerose conoidi deposizionali sono state osservate alla base delle strutture canalizzate in corrispondenza di un decremento dei gradienti a valori minori di 5-6°. In particolare, due estese conoidi sono stati riconosciute in corrispondenza del settore occidentale ed orientale dell'edificio di Vulcano. La prima conoide si estende su un'area superiore ai 50 km<sup>2</sup> tra 300 e 1000 m di profondità ed a partire da circa 800 m di profondità presenta una superficie gibbosa, definita da forme di fondo orientate trasversalmente alla massima pendenza e comunemente concave verso le parti profonde (fig. 3.1.4). In particolare, si riconoscono diversi gruppi di forme di fondo, ognuno delle quali caratterizzato da specifiche dimensioni d'onda; le ondulazioni maggiori hanno una lunghezza d'onda compresa fra i 250 ed i 500 m, ed altezza d'onda di alcune decine di metri. Questa conoide è alimentata da due nicchie di distacco, con un diametro di 600-700 m, e la cui testata è localizzata a profondità minori di 100 m.

L'altra conoide si trova nel settore antistante Baia di Levante (parte Nord-est di vulcano), si estende da circa 400 a 1200 m di profondità coprendo un'area di circa 25 km<sup>2</sup>. La conoide presenta una forma lanceolata, estendendosi per circa 11 km in direzione NNE. La conoide è alimentata da una larga zona depressa, interpretata come la prosecuzione sommersa della Caldera di La Fossa (CLF in Fig. 3.1.2; Romagnoli et al., 2012) e fortemente incisa da numerose strutture canalizzate che arrivano ad interessare i settori costieri fino a profondità di 5-20 m e distanze da costa di poche centinaia di metri.

Infine, per quanto riguarda i processi di instabilità gravitativa, non sono stati riconosciuti morfologie ne depositi relazionabili a collassi di settore a larga scala. Le nicchie identificate sono nella maggior parte dei casi di piccole e medie dimensioni (alcune centinaia di metri di diametro) e sono state principalmente osservate in corrispondenza del ciglio delle piattaforme insulari e TDS. L'unica eccezione è rappresentata da una serie di nicchie di frana localizzate lungo i fianchi del centro vulcanico sommerso di Banco del Bagno (ad ovest di Lipari; Fig. 3.1.3), dove si osservano tre grandi nicchie di distacco tra loro intersecanti.

Queste nicchie presentano dimensioni chilometriche, interessando un'area di circa  $5 \text{ km}^2$  e mobilizzando volumi dell'ordine di  $0,2\text{-}0,3 \text{ km}^3$ .

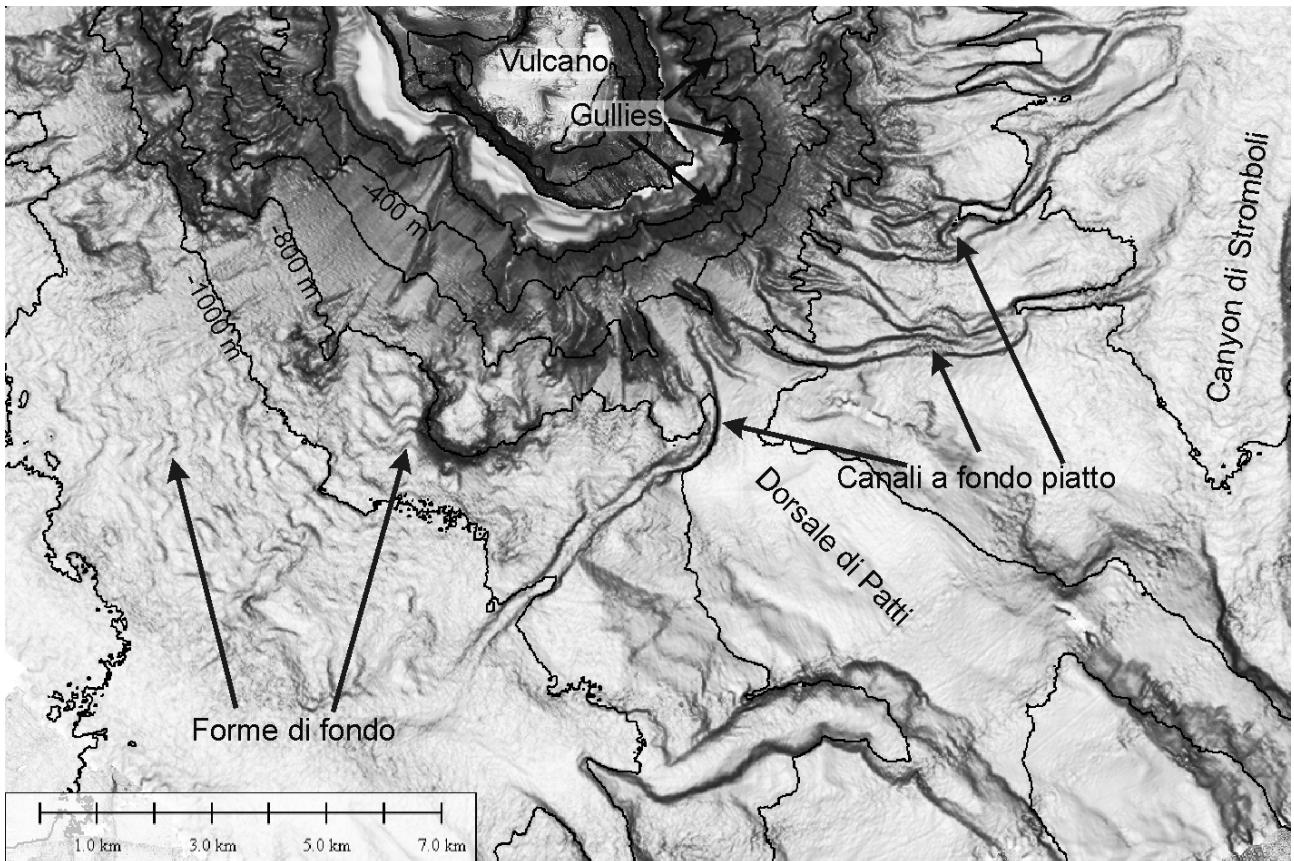


Fig. 3.1.4 - Rilevo ombreggiato del settore meridionale di Vulcano, con l'indicazione dei principali lineamenti individuati

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

### 3.3 Bibliografia citata.

Antonioli, F., Kershaw, S., Renda, P., Rust, D., Belluomini, G., Radtke, U., Silenzi, S., 2006. Altitude of the last interglacial highstand in Sicily (Italy) and its implications for tectonic. Quaternary International 145-146, 3-18.

Argnani, A., E. Serpelloni, C. Bonazzi, 2007. Pattern of deformation around the central Aeolian Island: evidence from multichannel seismic and GPS data, Terra Nova, 19, 317-323.

Bonardi, G., Giunta, G., Perrone, V., Russo, M., Zuppetta, A., Ciampo, G., 1980. Osservazioni sull'evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo e Capo d'Orlando. Bollettino della Società Geologica Italiana 99, 365-393.

Calanchi N., Tranne C.A., Lucchini F., Rossi P.L., Villa I.M., 1999. Explanatory notes to the geological map (1 : 10.000) of Panarea and Basiluzzo islands (Aeolian arc. Italy). *Acta Vulcanol.* 11 (2), 223- 243.

Caliro S., Caracausi A., Chioldini G., Ditta M., Italiano F., Longo M., Minopoli C., Nuccio P.M., Paonita A., Rizzo A., 2004. Evidence of a new magmatic input to the quiescent volcanic edifice of Panarea, Aeolian Islands, Italy. *Geophys. Res. Lett.* 31, L07619. doi:10.1029/2003GL019359.

Chiocci, F.L., C. Romagnoli, 2004. Terrazzi deposizionali sommersi nelle isole Eolie, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 58, 81-114.

De Astis, G., G. Ventura , and G. Villardo, 2003. Geodynamic significance of the Aeolian Volcanism (Southern Tyrrhenian Sea, Italy) in light of structural, seismological and geochemical data, *Tectonics*, 22,4, 1040, doi:10.1029/2003TC001506.

De Astis, G., Dellino, P., La Volpe, L., Lucchi, F., Tranne, C.A., 2006. Geological map of the Vulcano Island (1:10.000). L.A.C., Firenze.

Ferla, P., 1982. Aspetti strutturali e composizionali delle sequenze cristalline prealpine nei Monti Peloritani. Società Geologica Italiana, Guide geologiche regionali 93-96 Rend. S.I.M.P., 28:125e151.

Ferranti, L., Antonioli, F., Anzidei, M., Monaco, C., Stocchi, P., 2010. The timescale and spatial extent of vertical tectonic motions in Italy: insights from relative sealevel changes studies. *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition.* ISSN: 1441-8142, 36, paper 30.

Keller. J., 1980a. The island of Salina, *Rendiconti della Società Italiana Mineralogia e Petrologia*, 36,1,, 489-524.

Keller, J., 1980b. The island of Vulcano, *Rendiconti della Società Italiana Mineralogia e Petrologia*, 36,1, 369-414.

Gamberi, F., Marani, M., 2007. Downstream evolution of the Stromboli slope valley(southeastern Tyrrhenian Sea). *Marine Geology* 243 (1), 180-199.

Italiano F., Nuccio P.M., 1991. Geochemical investigations of submarine volcanic exhalations to the east Panarea, Aeolian Islands, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 46, 125-141.

Ogniben, L., 1969. Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Memorie della Società Geologica Italiana* 8, 453-763.

Romagnoli C., Casalbore D., Chiocci F.L., 2012. La Fossa Caldera breaching and submarine erosion (Vulcano island, Italy). Marine Geology 303-306, 87-98

Tallarico A., Dragoni M., Anzidei M., Esposito A., 2003. Modeling long-term round deformation due to the cooling of a magma chamber: case of Basiluzzo island, Aeolian islands, Italy. J. Geophys. Res. 108 (B 12), 2568. doi:10.1029/2002JB002376.

Wezel, F.C., Savelli, D., Bellagamba, M., Tramontana, M., and Bartole, R., (1981). Plio-Quaternary depositional style of sedimentary basins along insular Tyrrhenian margins, in Sedimentary basins of Mediterranean margins, C.N.R. Italian Project of Oceanography, Edited By Forese Carlo Wezel, Tecnoprint, Bologna, pp. 520

#### **4. Punti di Criticità presenti nel Foglio 18 - CAPO D'ORLANDO**

##### **4.1 F18\_PC1\_ Sistema di Canyon di Baia di Levante**

###### **4.1.1 Riassunto**

Il sistema di Canyon di Baia di Levante (isola di Vulcano) si sviluppa in corrispondenza del Porto di Levante a profondità di circa 10 m ed a poche decine di metri dalla costa e dalle infrastrutture portuali (Fig. 1 and 3 PC1\_F18).

###### **4.1.2 Tipo di rischio**

- 1) frana marino-costiera con possibile coinvolgimento di settori emersi,
- 2) frana interamente sottomarina,
- 3) maremoto

###### **4.1.3 Descrizione del lineamento**

Il sistema di Canyon di Baia di Levante si sviluppa all'interno di un'ampia zona depressa, compresa tra Punta Luccia e Vulcanello (Fig. 1 PC1\_F18). Quest'area è stata interpretata come la prosecuzione sommersa dell'ampia struttura calderica di La Fossa, (Figure 1 e 2 PC1\_F18; Romagnoli et al., 2012). All'interno di questa depressione, si sviluppano un serie di incisioni (Fig. 1 PC1\_F18) a partire da 10 m (ad una distanza di circa 50-60 m da costa) fino ad oltre 250 m di profondità. La loro testata è definita da una o più nicchie di frana di forma semicircolare, ognuna delle quali presenta un diametro di alcune decine di metri. Queste nicchie incidono un piccolo e stretto prisma sedimentario costiero(TDS in Fig. 1 PC1\_F18), la cui origine è legata alle attuali dinamiche del moto ondoso.

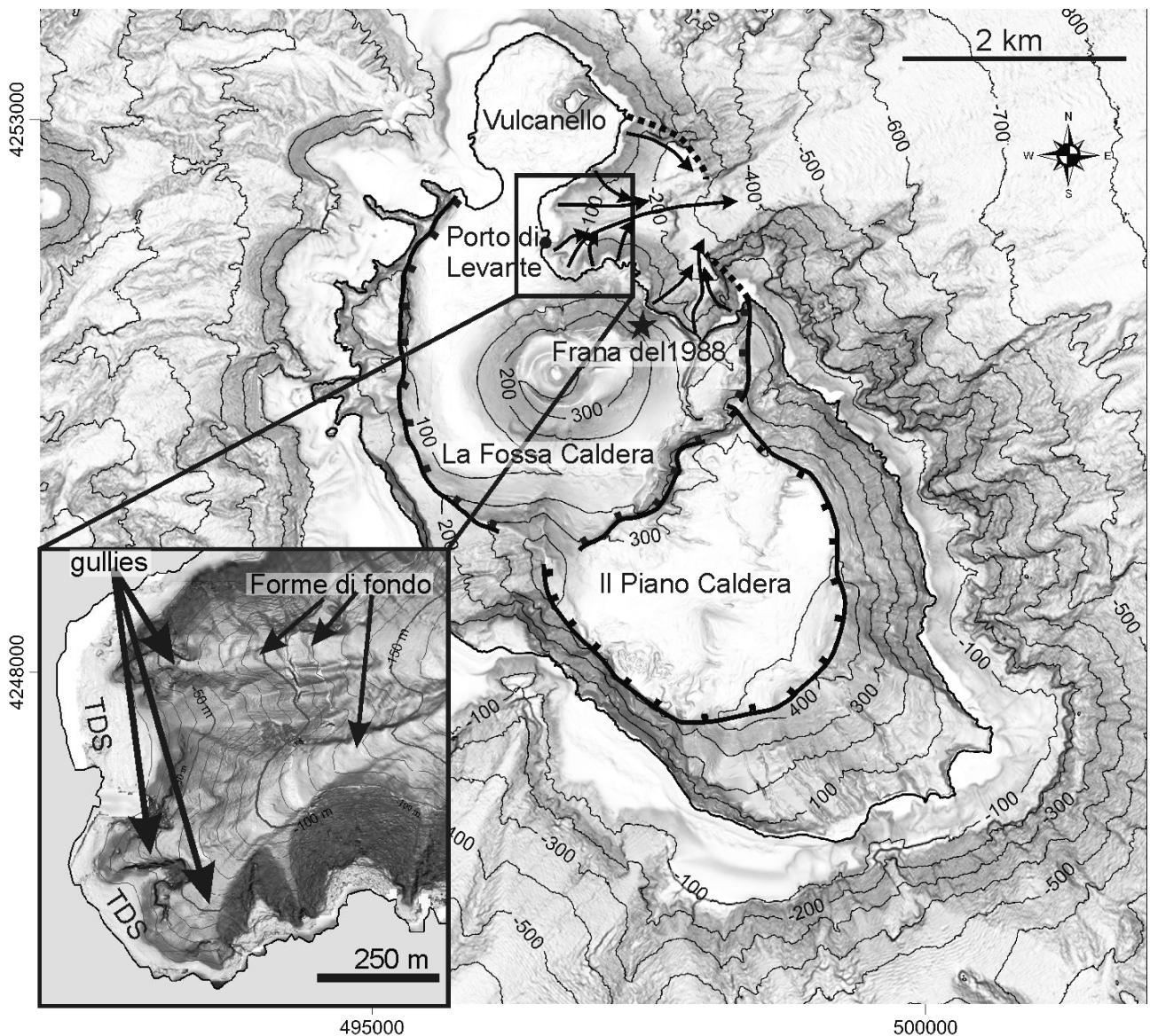


Fig. 1 PC1\_F18 - Rilievo ombreggiato dell'isola di Vulcano, dove sono indicate le principali strutture vulcano-tettoniche presenti sull'isola, come i bordi delle caldere di "Il Piano" e "La Fossa". Per quest'ultima struttura viene indicata la sua prosecuzione sommersa (linee a punti) ed il sistema di incisioni (frecce nere) presente al suo interno, che arrivano ad interessare il settore costiero antistante il Porto di Levante.

Le incisioni presentano una lunghezza media di 1 km, una larghezza di alcune decine di metri ed una sezione trasversale ad U con fondo piatto. Il loro thalweg è caratterizzato dalla presenza di forme di fondo orientate trasversalmente all'asse del canyon (Fig. 1 PC1\_F18). Queste strutture presentano lunghezze d'onda di poche decine di metri ed un rilievo morfologico di 2-5 m rispetto al circostante fondale, testimoniando un'attività recente di flussi gravitativi.

A profondità maggiori di 200 m, le incisioni convergono in un'unica larga depressione che alimenta un'estesa conoide, estesa fino a 1100 m di profondità (Fig. 2 PC1\_F18).

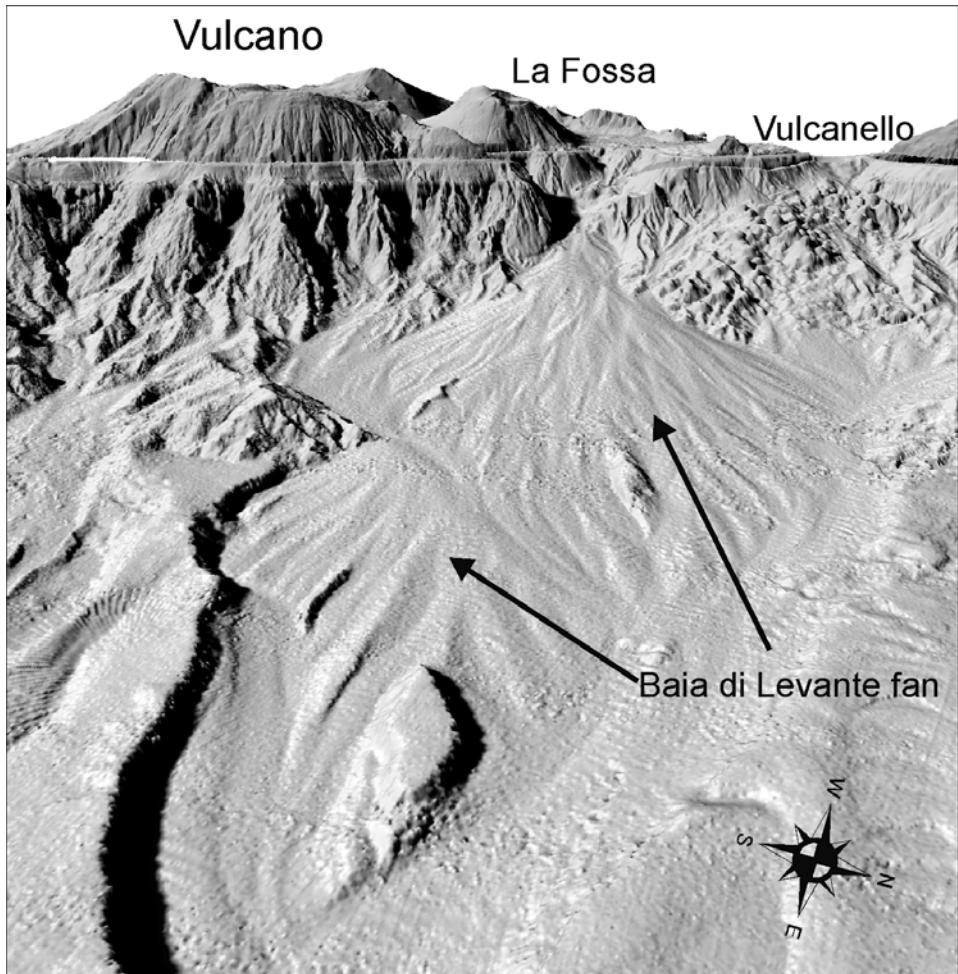


Fig. 2 PC1\_F18 Immagine 3-D, dove è presente l'estesa conoide (fan) di Baia di Levante sviluppata alla base della prosecuzione sommersa della Caldera di La Fossa.

#### 4.1.4 Rischio potenziale

L'area rappresenta un punto di criticità in quanto le strutture erosive sono situate a bassissima profondità ed in corrispondenza di un'infrastruttura di importanza rilevante, ovvero il porto di Baia di Levante. Inoltre, queste incisioni sottoescavano il fianco orientale del Vulcano di La Fossa, minandone la stabilità come dimostrato da modellazioni numeriche (Tommasi et al., 2007) e quindi predisponendo all'innesto di possibili frane tsunami geniche.

##### a) tipo di evoluzione possibile:

L'azione erosiva del sistema di Canyon di Baia di Levante produce un arretramento progressivo del ciglio della testata attraverso eventi franosi a piccola scala. L'erosione retrogressiva potrebbe quindi determinare lo sviluppo di fenomeni di instabilità in grado di interessare i settori costieri del tratto di litorale in esame e quindi le infrastrutture portuali.

##### b) potenziali effetti diretti ed indiretti:

Uno dei potenziali effetti diretti dell'erosione retrogressiva è l'interessamento di settori emersi da parte dei fenomeni d'instabilità. Ulteriore conseguenza di frane costiere è la

possibilità di formazione di onde anomale a seguito di eventi di franamento

c) beni esposti agli effetti dell'evento:

principalmente infrastrutture portuali ed abitazioni private.

d) tempi di ricorrenza e stato di attività presunto:

Sebbene non sia possibile definire un tempo di ricorrenza ben definito per queste frane retrogressive, a causa dell'assenza di eventi pregressi o studi sismici di dettaglio nell'area, si può tuttavia ipotizzare che questi processi siano ancora attivi, in quanto le testate dei canyon incidono un terrazzo deposizionale sommerso, la cui formazione è legata alle attuali dinamiche sedimentarie lungo costa.

e) ogni altra informazione disponibile (eventi pregressi, similitudine con altre situazioni, lavori specifici svolti nell'area):

La presenza di infrastrutture portuali in corrispondenza di testate di canyon è piuttosto comune lungo le coste italiane. Casi simili sono stati indicati nelle note a compendio del foglio F15 Gioia (F15\_PC1\_Testata Canyon Gioia Tauro e F15\_PC2\_Canale di Marinella di Bagnara), così come nel F16 Stromboli (F16\_PC3\_Evento di instabilità retrogressiva in corrispondenza del Molo di Scari). Tali processi di erosione retrogressiva, in passato, hanno portato alla perdita di automezzi e la generazione di piccole onde di maremoto (altezza massima 5 m) sia nel porto di Goia Tauro nel 1977 (Colantoni et al., 1992) che durante l'ampliamento dell'aeroporto di Nizza nel 1979 (Sultan et al., 2010). Nell'aprile del 1988, una frana di circa 200 mila metri cubi è avvenuta lungo il versante subaereo orientale del vulcano di La Fossa, entrando in mare e provocando la formazione di un piccolo maremoto (Tinti et al., 1999).

f) dati disponibili nell'area:

Nulla da riportare.

#### 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:**

Colantoni P., Gennesseaux M., Vanney J. R., Ulzega A., Melegari G., Trombetta A. 1992. Processi dinamici del Canyon sottomarino di Gioia Tauro (Mar Tirreno). Giornale di Geologia 54 no. 2, pp. 199-213.

Gamberi F., 2001. Volcanic facies associations in a modern volcaniclastic apron (Lipari and Vulcano offshore, Aeolian island arc). *Bullettin of Volcanology*, 63, pp. 264-273.

Romagnoli C., Casalbore D., Chiocci F.L., 2012. La Fossa Caldera breaching and submarine erosion (Vulcano island, Italy). *Marine Geology* 303-306, 87-98.

Sultan N., Savoye B., Jouet G., Leynaud D., Cochonat P., Henry P., Stegmann S., Kopf A. 2010. Investigation of a possible submarine landslide at the Var delta front (Nice continental slope, southeast France). *Canadian Geotechnical Journal*, 47(4), pp. 486-496.

Tinti, S., Bortolucci, E., Armigliato, A., 1999. Numerical simulation of the landslide induced tsunami of 1988 on Vulcano Island, Italy. *Bulletin of Volcanology* 61, 121-137.

Tommasi, P., Graziani, A., Rotonda, T., Bevivino, C., 2007. Preliminary analysis of instability phenomena at Vulcano Island, Italy. In: Malheiro, Nunes (Eds.), *Proceedings 2nd ISRM International Workshop on Volcanic Rocks*, Ponta Delgada (Açores). Taylor & Francis Group, London. ISBN: 978-0-415-45140-6, pp. 147-154.

#### *4.2 F18\_PC2\_testate di canyon antistanti l'abitato di Brolo*

##### 4.2.1 Riassunto

Le testate di canyon antistanti l'abitato di Brolo indentano profondamente la piattaforma sicula settentrionale, fino a raggiungere profondità di 50 m, ad una distanza da costa di 1-2 km (Fig. 1 PC2\_F18).

##### 4.2.2 Tipo di rischio

1) frana interamente sottomarina, 2) maremoto

##### 4.2.3 Descrizione del lineamento

Le testate di canyon antistanti l'abitato di Brolo indentano profondamente la piattaforma sicula settentrionale, fino a raggiungere profondità di 50 m, ad una distanza da costa di 1-2 km (Fig. 1 PC2\_F18). Tali testate sono il risultato della coalescenza di numerose nicchie di distacco con dimensioni medie di poche centinaia di metri, spesso disposte in assetto retrogressivo. Tali testate si sviluppano principalmente nel settore antistante la foce di alcune fiumare, suggerendo un importante ruolo giocato da flussi iperpicnali generati a seguito di eventi di piena nell'evoluzione stessa del canyon. I suddetti canyon si estendono fino a 1200 m di profondità, per una lunghezza di circa 10 km e larghezza di diverse centinaia di metri. Allargando lo sguardo alle aree limitrofe, si può osservare come questi canyon rappresentino solamente alcuni dei numerosi lineamenti canalizzati presenti in questo settore, molti dei quali caratterizzati da

simili testate che indentano la piattaforma continentale (vedi anche Fig. 1 PC3\_F18 e Fig. 1 PC4\_F18).

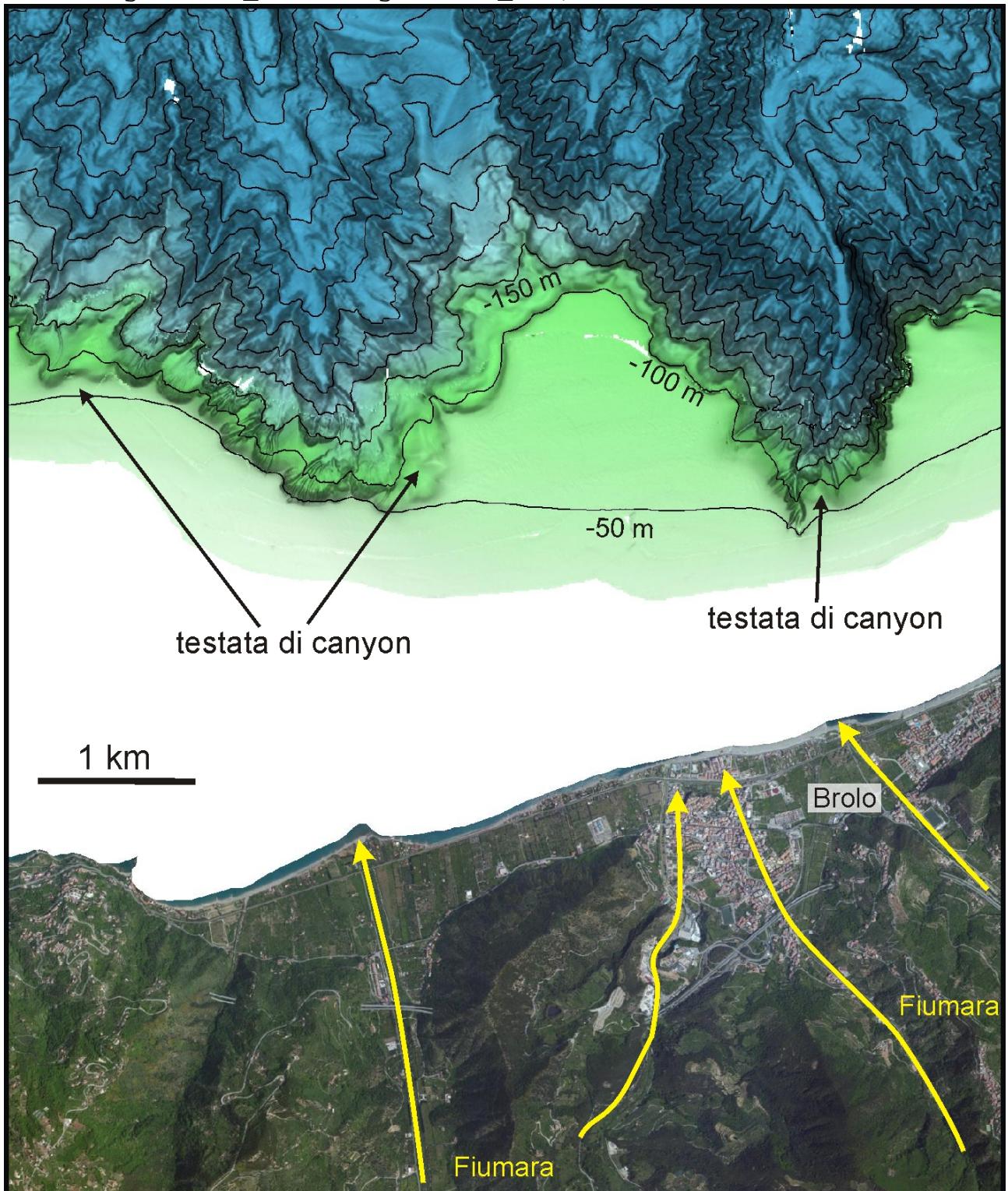


Fig. 1 PC2\_F18 rilievo ombreggiato dell'area antistante l'abitato di Brolo in Sicilia, dove si osservano due ampie testate di canyon che indentano profondamente la piattaforma continentale fino a 50 m di profondità. Tali testate si sviluppano di fronte la foce di una serie di fiumare (indicate dalle frecce in giallo).

#### 4.2.4 Rischio potenziale

L'area rappresenta un punto di criticità in quanto la testata dei canyon antistanti l'abitato di Brolo indenta profondamente la piattaforma continentale, fino a raggiungere profondità di 50 m ed

a brevi distanze da costa. La possibilità di sviluppo di nuovi eventi di frana alla testata dei canyon potrebbe generare delle possibili onde di maremoto in grado di arrecare danni alle infrastrutture costiere.

*a) tipo di evoluzione possibile:*

L'azione erosiva alla testata dei suddetti canyon produce un suo arretramento progressivo verso costa attraverso eventi franosi a piccola e media scala.

*b) potenziali effetti diretti ed indiretti:*

Uno dei potenziali effetti diretti dell'erosione retrogressiva è l'interessamento di settori emersi da parte dei fenomeni d'instabilità. Un'ulteriore conseguenza è la possibilità di formazione di onde anomale a seguito di eventi di franamento.

*c) beni esposti agli effetti dell'evento:*

principalmente abitazioni private.

*d) tempi di ricorrenza e stato di attività presunto:*

Sebbene non sia possibile definire un tempo di ricorrenza ben definito per queste frane retrogressive, a causa dell'assenza di eventi pregressi o studi sismo-stratigrafici di dettaglio nell'area, l'elevato numero di nicchie individuate sia per i suddetti canyon, spesso ubicate a profondità minori di 100 m, permette di ipotizzare che questi processi siano molto recenti o ancora attivi. A tal riguardo, è importante sottolineare come tale area sia caratterizzata da numerosi fattori predisponenti ed innescanti processi di instabilità gravitativa sottomarina, quali alti tassi di sedimentazione, la formazione di flussi iperpicnali, una piattaforma e scarpata continentale acclive, evoluzione retrogressiva di testate di canyon, carico ciclico dovuto ad onde di tempesta e sismicità.

*e) ogni altra informazione disponibile (eventi pregressi, similitudine con altre situazioni, lavori specifici svolti nell'area):*

Simili processi di erosione retrogressiva alla testata di canyon sottomarini, in passato, hanno portato alla perdita di automezzi e la generazione di piccole onde di maremoto (altezza massima 5 m) sia in corrispondenza del porto di Goia Tauro nel 1977 (Colantoni et al., 1992) che durante l'ampliamento dell'aeroporto di Nizza nel 1979 (Sultane et al., 2010). Un recente studio su un sistema di canyon sottomarini sviluppati nella parte occidentale dello Stretto di Messina ha evidenziato come flussi iperpicnali generati a seguito di eventi alluvionali presso simili fiumare può comportare lo sviluppo di eventi di instabilità retrogressiva alla testata dei canyon (Casalbore et al., 2011). È importante sottolineare che tutto questo tratto di margine è interessato da simili testate di canyon (vedi anche F18\_PC3 e F18\_PC4)

*f) dati disponibili nell'area:*

Nulla da riportare.

*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:**

Colantoni P., Gennesseaux M., Vanney J. R., Ulzega A., Melegari G., Trombetta A. 1992. Processi dinamici del Canyon sottomarino di Gioia Tauro (Mar Tirreno). Giornale di Geologia 54 no. 2, pp. 199-213.

Casalbore D., Chiocci F.L., Scarascia Mugnozza G., Tommasi P., Sposato A. 2011. Flash-flood hyperpycnal flows generating shallow-water landslides at Fiumara mouths in Western Messina Straits (Italy). Marine Geophysical Researches, 32, 1-2, 257-271.

Sultan N., Savoye B., Jouet G., Leynaud D., Cochonat P., Henry P., Stegmann S., Kopf A. 2010. Investigation of a possible submarine landslide at the Var delta front (Nice continental slope, southeast France). Canadian Geotechnical Journal, 47(4), pp. 486-496.

#### *4.3 F18\_PC3\_testata del Canyon di Gioiosa Marea*

##### 4.3.1 Riassunto

Il Canyon di Gioiosa Marea indenta profondamente la piattaforma sicula settentrionale, fino a raggiungere profondità inferiori a 50 m ed a poche centinaia di metri dall'abitato di Gioiosa Marea (Fig. 1 PC3\_F18).

##### 4.3.2 Tipo di rischio

1) frana interamente sottomarina, 2) maremoto

##### 4.3.3 Descrizione del lineamento

Il Canyon di Gioiosa Marea indenta profondamente la piattaforma sicula settentrionale, fino a raggiungere profondità inferiori a 50 m ed a poche centinaia di metri dalla costa. Sebbene la testata non sia stata completamente coperta dai dati batimetrici acquisiti nell'ambito del progetto, è possibile tracciare la sua prosecuzione verso costa attraverso l'ausilio di carte nautiche e di una dettagliata analisi delle ortofoto disponibili in rete (linea a tratteggio in Fig. 1 PC2\_F18). Il Canyon di Gioiosa Marea si sviluppa nel settore antistante la foce di un'importante fiumara, suggerendo un importante ruolo giocato dallo sviluppo di flussi iperpicnali nell'evoluzione del canyon. Il Canyon di Gioiosa Marea si estende fino a 1000 m di profondità, per una lunghezza di circa 10 km e larghezza di alcune centinaia di metri. Allargando lo sguardo alle aree limitrofe, si può osservare come questo canyon rappresenta solamente uno dei numerosi lineamenti canalizzati presenti in questo settore, molti dei quali caratterizzati da simili testate che indentano la piattaforma continentale (Fig. 1 PC2\_F18 e Fig. 1 PC4\_F18). La testata di questi canali è, in realtà, costituita da una serie di nicchie di

distacco con diametri di alcune centinaia di metri, spesso caratterizzati da un'evoluzione retrogressiva (ovvero migrazione dell'instabilità verso costa).

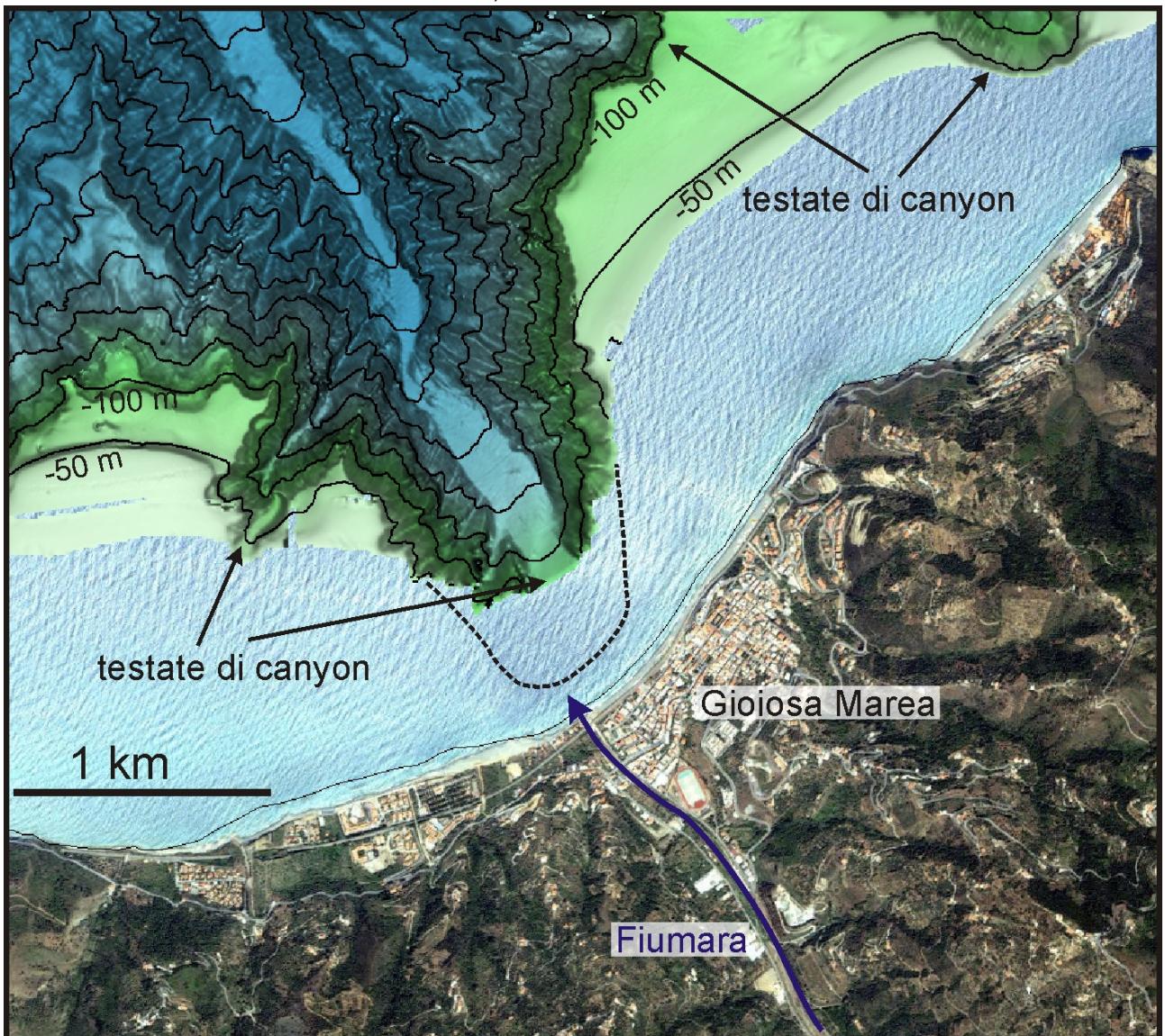


Fig. 1 PC3\_F18 rilievo ombreggiato dell'area antistante l'abitato di Gioiosa Marea, dove si osserva una testata di canyon (parte delle quale ricostruita attraverso l'analisi di ortofoto, linea nera a tratteggio) che indenta profondamente la piattaforma continentale e si sviluppa di fronte la foce di un'importante fiumara (freccia blu). Altre testate di canyon sono visibili nella parte alta della figura.

#### 4.3.4 Rischio potenziale

L'area rappresenta un punto di criticità in quanto la testata del Canyon di Gioiosa Marea indenta profondamente la piattaforma continentale, fino a raggiungere profondità inferiori ai 50 m ed a brevi distanze da costa, dove è presente l'omonimo abitato. La possibilità di sviluppo di nuovi eventi di frana alla testata del canyon potrebbe generare delle possibili onde di maremoto in grado di arrecare danni alle infrastrutture costiere.

a) tipo di evoluzione possibile:

L'azione erosiva del Canyon di Gioiosa Marea produce un arretramento progressivo della testata verso costa attraverso eventi franosi a piccola scala.

*b) potenziali effetti diretti ed indiretti:*

Uno dei potenziali effetti diretti dell'erosione retrogressiva è l'interessamento di settori emersi da parte dei fenomeni d'instabilità. Ulteriore conseguenza di frane costiere è la possibilità di formazione di onde anomale a seguito di eventi di franamento.

*c) beni esposti agli effetti dell'evento:*

principalmente abitazioni private.

*d) tempi di ricorrenza e stato di attività presunto:*

Sebbene non sia possibile definire un tempo di ricorrenza ben definito per queste frane retrogressive, a causa dell'assenza di eventi pregressi o studi sismo-stratigrafici di dettaglio nell'area, l'elevato numero di nicchie individuate sia per il canyon di Gioiosa Marea che per gli altri canyon presenti nell'area a profondità minori di 100 m, si può ipotizzare che questi processi siano molto recenti o ancora attivi. A tal riguardo, è importante sottolineare come tale area sia caratterizzata da numerosi fattori predisponenti ed innescanti processi di instabilità gravitativa sottomarina, quali alti tassi di sedimentazione, la formazione di flussi iperpicnali, una piattaforma e scarpata continentale acclive, evoluzione retrogressiva di testate di canyon, carico ciclico dovuto ad onde di tempesta e sismicità.

*e) ogni altra informazione disponibile (eventi pregressi, similitudine con altre situazioni, lavori specifici svolti nell'area):*

Simili processi di erosione retrogressiva alla testata di canyon sottomarini, in passato, hanno portato alla perdita di automezzi e la generazione di piccole onde di maremoto (altezza massima 5 m) sia in corrispondenza del porto di Goia Tauro nel 1977 (Colantoni et al., 1992) che durante l'ampliamento dell'aeroporto di Nizza nel 1979 (Sultane et al., 2010). Un recente studio su un sistema di canyon sottomarini sviluppati nella parte occidentale dello Stretto di Messina ha evidenziato come flussi iperpicnali generati a seguito di eventi alluvionali presso simili fiumare può comportare lo sviluppo di eventi di instabilità retrogressiva alla testata dei canyon (Casalbore et al., 2011). È importante sottolineare che tutto questo tratto di margine è interessato da simili testate di canyon (vedi Punti di Criticità F18\_PC2 e F18\_PC4)

*f) dati disponibili nell'area:*

Nulla da riportare.

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:**

Colantoni P., Gennesseaux M., Vanney J. R., Ulzega A., Melegari G., Trombetta A. 1992. Processi dinamici del Canyon sottomarino di Gioia Tauro (Mar Tirreno). Giornale di Geologia 54 no. 2, pp. 199-213.

Casalbore D., Chiocci F.L., Scarascia Mugnozza G., Tommasi P., Sposato A. 2011. Flash-flood hyperpycnal flows generating shallow-water landslides at Fiumara mouths in Western Messina Straits (Italy). Marine Geophysical Researches, 32, 1-2, 257-271.

Sultan N., Savoye B., Jouet G., Leynaud D., Cochonat P., Henry P., Stegmann S., Kopf A. 2010. Investigation of a possible submarine landslide at the Var delta front (Nice continental slope, southeast France). Canadian Geotechnical Journal, 47(4), pp. 486-496.

#### *4.4 F18\_PC4\_testate di canyon antistanti Capo Calavà*

##### 4.4.1 Riassunto

Le testate di canyon antistanti Capo Calavà indentano profondamente la piattaforma sicula settentrionale, fino a raggiungere profondità di 50, ad una distanza di diverse centinaia di metri da costa (Fig. 1 PC4\_F18).

##### 4.4.2 Tipo di rischio

1) frana interamente sottomarina, 2) maremoto

##### 4.4.3 Descrizione del lineamento

Le testate di canyon antistanti Capo Calavà indentano profondamente la piattaforma sicula settentrionale, fino a raggiungere profondità di 50 m, ad una distanza da costa di diverse centinaia di metri (Fig. 1 PC4\_F18). Tali testate sono il risultato della coalescenza di numerose nicchie di distacco con dimensioni medie di poche centinaia di metri, spesso disposte in assetto retrogressivo. È importante sottolineare come tali testate si sviluppino nel settore antistante la foce di due fiumare, suggerendo un importante ruolo giocato dallo sviluppo di flussi iperpicnali nell'evoluzione dei canyon. Questi ultimi si estendono fino a 1200 m di profondità, per una lunghezza di circa 10 km e larghezza di diverse centinaia di metri. Allargando lo sguardo alle aree limitrofe, si può osservare come questi canyon rappresentino solamente alcuni dei numerosi lineamenti canalizzati presenti in questo settore, molti dei quali caratterizzati da simili testate che indentano la piattaforma continentale (vedi anche Fig. 1 PC2\_F18 e Fig. 1 PC3\_F18).

##### 4.4.4 Rischio potenziale

L'area rappresenta un punto di criticità in quanto le testate di canyon antistanti Capo Calavà indentano profondamente la piattaforma continentale, fino a raggiungere profondità di 50 m ed a brevi distanze da costa. La possibilità di sviluppo di nuovi

eventi di frana alla testata dei canyon potrebbe generare delle possibili onde di maremoto in grado di arrecare danni alle infrastrutture costiere.

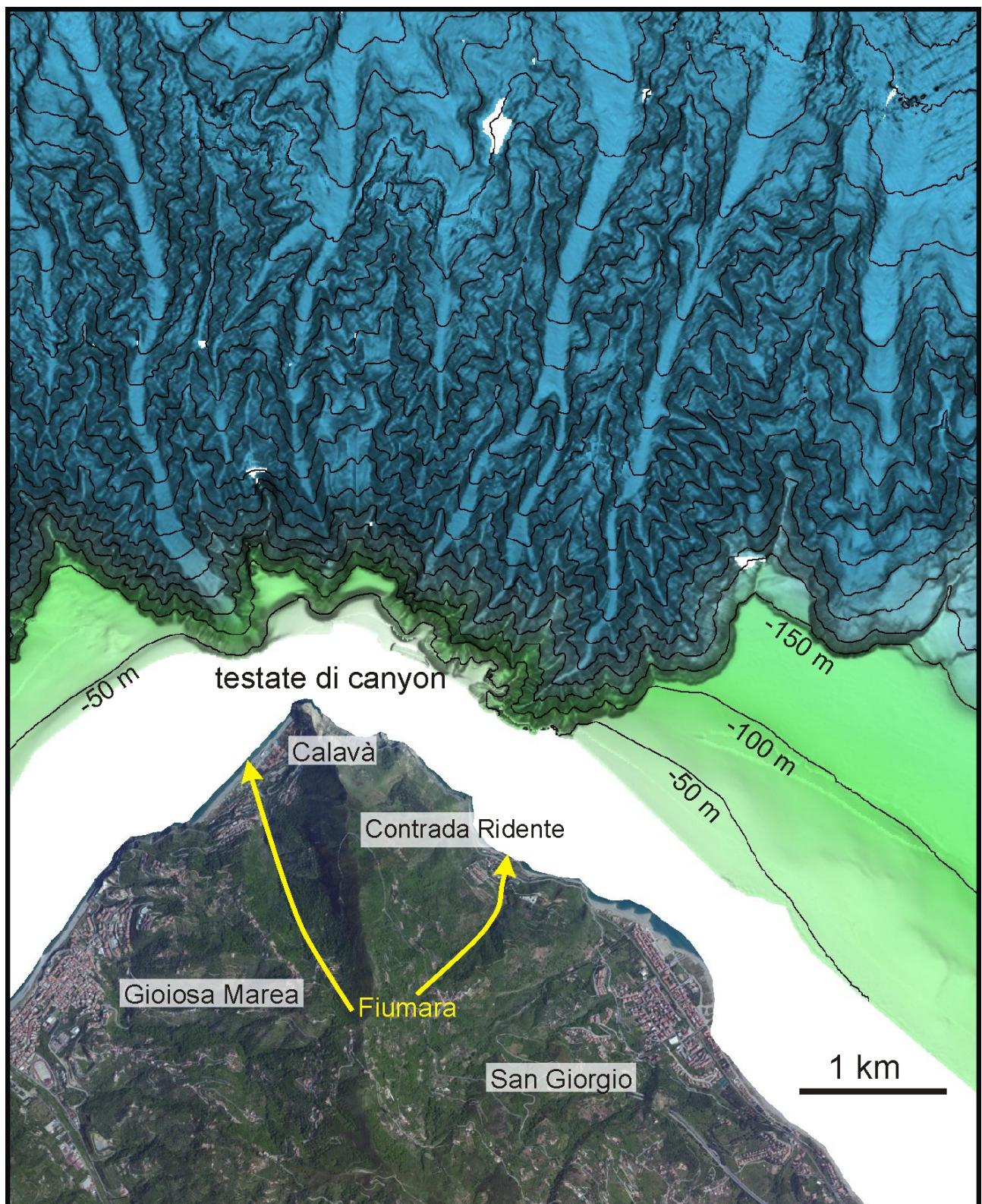


Fig. 1 PC4\_F18 rilievo ombreggiato dell'area antistante Capo Calavà in Sicilia, dove si osservano diverse testate di canyon che indentano profondamente la piattaforma continentale fino a 50 m di profondità. Tali testate si sviluppano di fronte la foce di due fiumare (indicate dalle frecce in giallo).

*a) tipo di evoluzione possibile:*

L'azione erosiva alla testata dei suddetti canyon produce un suo arretramento progressivo verso costa attraverso eventi franosi a piccola scala.

*b) potenziali effetti diretti ed indiretti:*

Uno dei potenziali effetti diretti dell'erosione retrogressiva è l'interessamento di settori emersi da parte dei fenomeni d'instabilità. Un'ulteriore conseguenza è la possibilità di formazione di onde anomale a seguito di eventi di franamento.

*c) beni esposti agli effetti dell'evento:*

principalmente abitazioni private.

*d) tempi di ricorrenza e stato di attività presunto:*

Sebbene non sia possibile definire un tempo di ricorrenza ben definito per queste frane retrogressive, a causa dell'assenza di eventi pregressi o studi sismo-stratigrafici di dettaglio nell'area, l'elevato numero di nicchie individuate per i suddetti canyon, spesso caratterizzati da un alto rilevo morfologico, permette di ipotizzare che questi processi siano molto recenti o ancora attivi. A tal riguardo, è importante sottolineare come tale area sia caratterizzata da numerosi fattori predisponenti ed innescanti processi di instabilità gravitativa sottomarina, quali alti tassi di sedimentazione, la formazione di flussi iperpicnali, una piattaforma e scarpata continentale acclive, evoluzione retrogressiva di testate di canyon, carico ciclico dovuto ad onde di tempesta e sismicità.

*e) ogni altra informazione disponibile (eventi pregressi, similitudine con altre situazioni, lavori specifici svolti nell'area):*

Simili processi di erosione retrogressiva alla testata di canyon sottomarini, in passato, hanno portato alla perdita di automezzi e la generazione di piccole onde di maremoto (altezza massima 5 m) sia in corrispondenza del porto di Goia Tauro nel 1977 (Colantoni et al., 1992) che durante l'ampliamento dell'aeroporto di Nizza nel 1979 (Sultane et al., 2010). Un recente studio su un sistema di canyon sottomarini sviluppati nella parte occidentale dello Stretto di Messina ha evidenziato come flussi iperpicnali generati a seguito di eventi alluvionali presso simili fiumare può comportare lo sviluppo di eventi di instabilità retrogressiva alla testata dei canyon (Casalbore et al., 2011). È importante sottolineare che tutto questo tratto di margine è interessato da simili testate di canyon (vedi anche F18\_PC2 e F18\_PC3)

*f) dati disponibili nell'area:*

Nulla da riportare.

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:**

- Colantoni P., Gennesseaux M., Vanney J. R., Ulzega A., Melegari G., Trombetta A. 1992. Processi dinamici del Canyon sottomarino di Gioia Tauro (Mar Tirreno). Giornale di Geologia 54 no. 2, pp. 199-213.
- Casalbore D., Chiocci F.L., Scarascia Mugnozza G., Tommasi P., Sposato A. 2011. Flash-flood hyperpycnal flows generating shallow-water landslides at Fiumara mouths in Western Messina Straits (Italy). Marine Geophysical Researches, 32, 1-2, 257-271.
- Sultan N., Savoye B., Jouet G., Leynaud D., Cochonat P., Henry P., Stegmann S., Kopf A. 2010. Investigation of a possible submarine landslide at the Var delta front (Nice continental slope, southeast France). Canadian Geotechnical Journal, 47(4), pp. 486-496.