

NOTE A COMPENDIO DEL FOGLIO 32-SIRACUSA

(Luca Gasperini, Alina Polonia, Valentina Ferrante, Elisa Leidi)

1. Inquadramento geologico dell'area

L'area del Foglio 32-Siracusa è caratterizzata dalla presenza della Scarpata di Malta, un elemento morfologico di scala regionale che prosegue a nord e a sud del foglio con un'estensione di oltre 200 km (Figura 1.1). La ripida Scarpata di Malta connette l'area di mare profondo del bacino ionico, a est, con il plateau ibleo, a ovest, ed è stata da tempo riconosciuta come un importante lineamento tettonico nel Mediterraneo centrale (Scandone et al., 1981; Casero et al., 1984; Finetti, 1982, 1985; Philip, 1987). La scarpata di Malta è stata descritta come un sistema tettonico attivo costituito da faglie transtensive destre (Doglioni et al., 2011) che si imposta su una struttura Mesozoica alla transizione tra la crosta oceanica del Mar Ionio e quella continentale della Sicilia (Catalano et al., 2001).

Dati di sismica a rifrazione attraverso la scarpata mostrano un brusco assottigliamento della crosta, da 30 km nello Stretto di Sicilia a 18-20 km nello Ionio (Makris et al., 1986), mentre esperimenti ESP nello Ionio mostrano una crosta con spessori variabili fra 12 e 16 km e con struttura di velocità compatibile con quella della crosta oceanica (de Voogd et al., 1992). Le età della Scarpata di Malta e dell'adiacente bacino ionico sono tuttora dibattute, soprattutto a causa degli scarsi vincoli stratigrafici. L'oceanizzazione dello Ionio viene fatta risalire al Giurassico (Finetti, 1985; Catalano et al., 2000a), al Cretaceo inferiore (Dercourt et al., 1993; Catalano et al., 2000b), o anche al tardo Paleozoico-Triassico inferiore (Stampfli et al., 1991, 2001; Argnani, 2000b, 2005). Va anche ricordato che la natura oceanica della crosta ionica viene messa in discussione da alcuni autori (es. Bosellini, 2002; Hieke et al., 2003), sebbene la maggior parte delle evidenze indichino la presenza di una crosta oceanica che viene subdotta al di sotto dell'Arco Calabro (deVoogd et al., 1992 Polonia et al., 2011).

Sulla base di dati sismici e di dragaggi è stato messo in luce che il rilievo della Scarpata di Malta era certamente esistente nel Messiniano, come testimoniato dalla presenza di vene e croste di sedimenti messiniani poste sopra rocce di età mesozoiche, antiche fino al tardo Triassico (Scandone et al., 1981). Nell'insieme, la scarpata appare come un margine carbonatico erosionale ereditato dal Mesozoico (Bijou-Duval et al., 1982).

La parte settentrionale della Scarpata di Malta mostra evidenze di tettonica attiva, inizialmente riconosciuta negli anni '70 (Rossi and Borsetti, 1977) e in studi più recenti (Cernobori et al., 1996; Bianca et al., 1999) e successivamente dettagliata con un apposito rilievo (Argnani et al. 2003; Argnani e Bonazzi, 2005).

I profili sismici mostrano principalmente faglie estensionali ai piedi della scarpata che bordano semi-graben riempiti da sedimenti di probabile età quaternaria-pliocenica superiore con stratificazione in crescita (Argnani and Bonazzi, 2005).

L'analisi strutturale del prisma di accrescione nel Mar Ionio ha messo in luce che almeno parte della tettonica attiva ai piedi della scarpata di Malta è associata ai processi di subduzione dell'Arco Calabro e alla dinamica dello *slab* tirrenico (Figura 1.1).

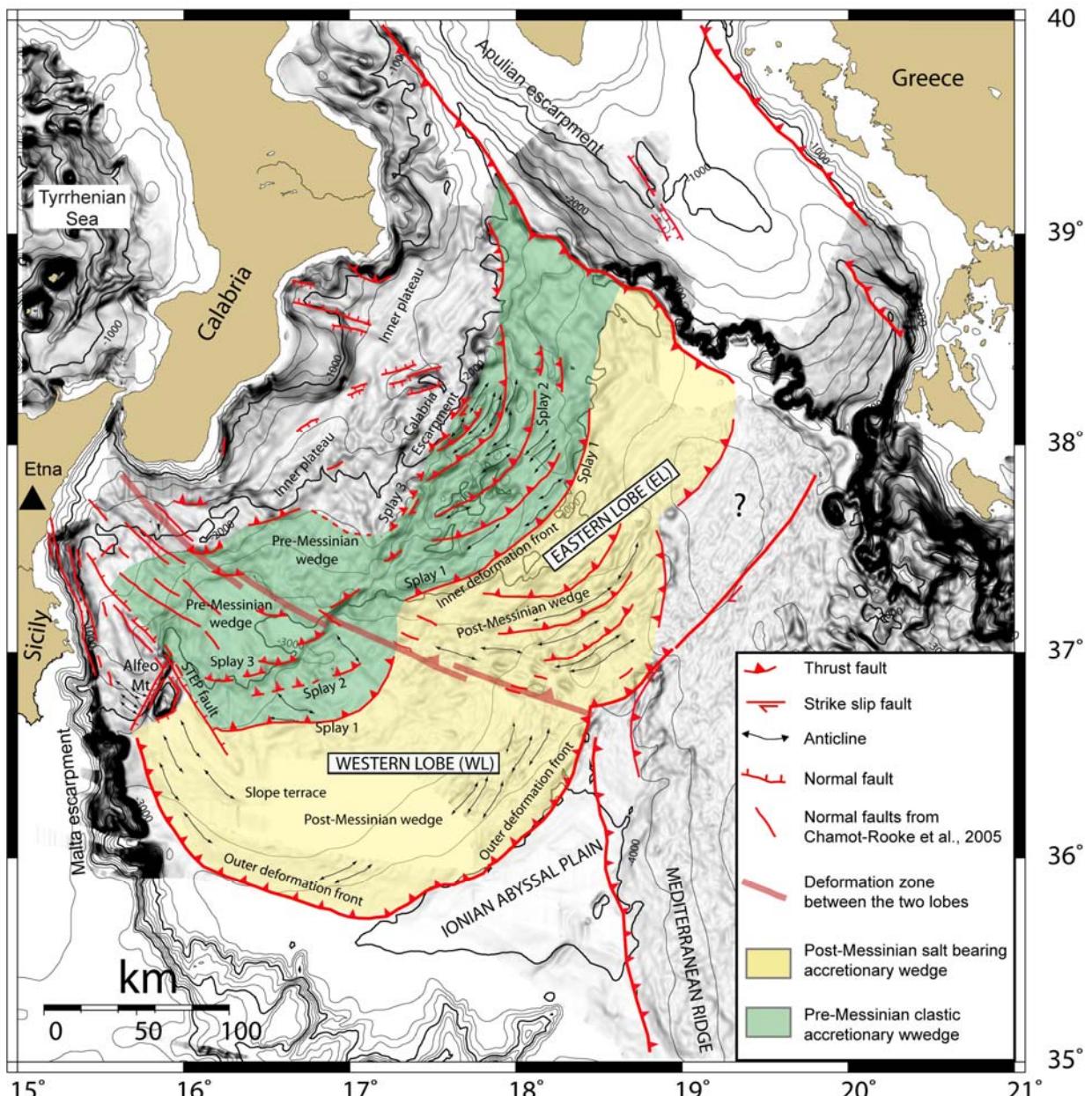


Figura 1.1 Mappa strutturale della regione dell'Arco Calabro (Polonia et al. 2011) derivata dall'interpretazione integrata dei dati geofisici disponibili (profili sismici a riflessione e rifrazione), sovrapposta a una "slope map" da dati morfobatimetrici (batimetria multibeam fornita dal CIESM / Ifremer Medimap). Sono indicati i principali limiti strutturali, le faglie attive e i principali domini morfotettonici (es. cunei pre e post-messiniana e plateau interno). La STEP si trova a circa 70 km ad est della scarpata di Malta e le varie splay (splay 1, 2 e 3) sono considerati i principali elementi sismogenici che hanno generato i forti terremoti registrati nei cataloghi storici per la regione. Il confine tra EL (Eastern Lobe) e WL (Western Lobe) è costituito da una fascia di deformazione diffusa che separa due zone a differenti tassi di accorciamento e dinamica di subduzione. La Scarpata di Malta costituisce il limite occidentale del sistema.

La migrazione pre-stack della linea sismica CROP M-3 (Figura 1.2) che taglia ortogonalmente la scarpata di Malta ed il complesso di subduzione dell'Arco Calabro, ha messo in evidenza come nella regione a sud della Sicilia, la parte più profonda della scarpata di Malta sia sigillata da depositi sedimentari Plio-Quaternari indeformati.

La presenza di un deposito caotico spesso 700-800 m maschera completamente la topografia

Messiniana preesistente ed i processi di subduzione/accezione in questo settore del margine non sono più attivi (Polonia et al., 2011).

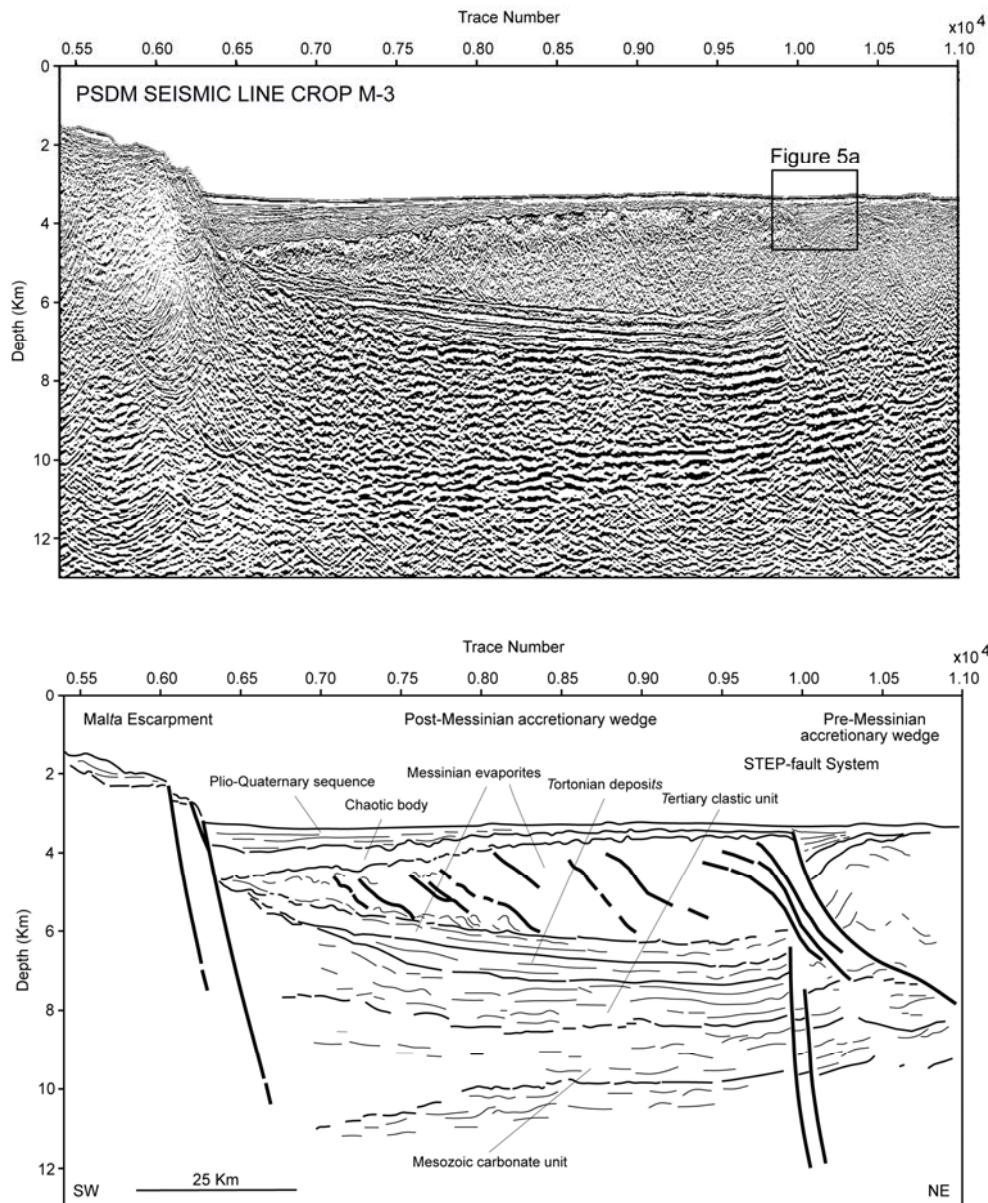


Figura 1.2. Profilo sismico a riflessione multicanale (dopo migrazione Pre-stack in profondità) CROP M-3 attraverso la transizione tra la Scarpata di Malta e il cuneo di accrezione dell'Arco Calabro. Alla base della Scarpata di Malta le evaporiti messiniane giacciono sul *detachment* basale e sono sepolte da un corpo caotico spesso 800 m, che rappresenta un olistostroma del Pliocene inferiore Al *trace number* 1, si può osservare una faglia che l'intera sezione, che rappresenta l'espressione superficiale di una faglia di tipo STEP fault [Govers and Wortel, 2005].

A circa 70 km a Est della scarpata di Malta una struttura crostale sub-vertical, lunga circa 150 km e andamento NNW-SSE, controlla la formazione di un bacino sedimentario (Fig. 1.2) ed è responsabile di deformazione attiva del fondo mare (Polonia et al., 2011). Questa struttura è stata interpretata come l'espressione superficiale dei processi di *tearing* dello *slab* (faglia STEP, Slab Transfer Edge Propagator di Govers and Wortel, 2005) accomoda tassi diversi di *rollback* dello *slab* nei diversi settori del margine. Tale sistema di faglie è stato descritto come una possibile

struttura sismogenetica responsabile di terremoti passati, incluso il terremoto tsunamigenico 1693 che ha devastato la Sicilia Orientale e in particolare la baia di Augusta.

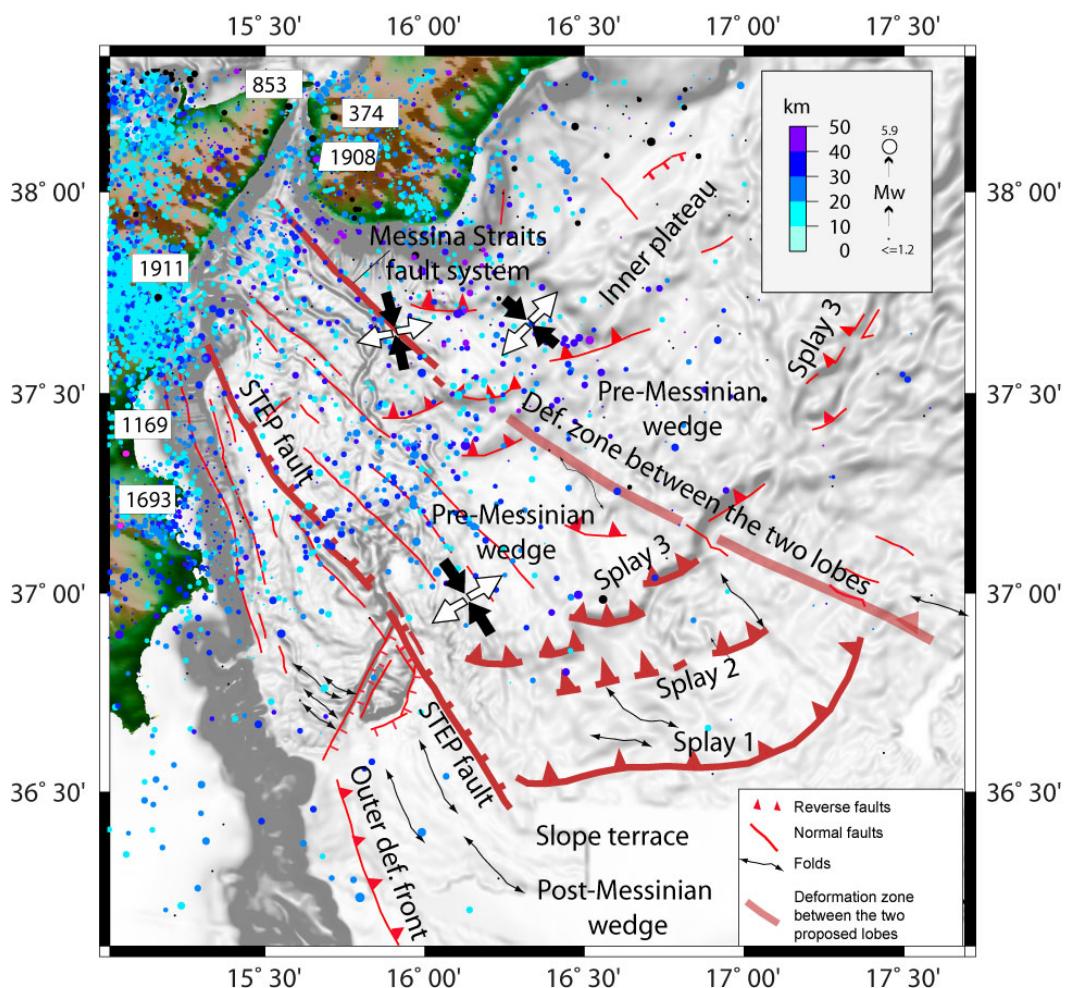


Figura 1.3. Carta tettonica del Arco Calabro Occidentale (Polonia et al., 2012) con indicate le principali strutture (STEP, Splay-1, -2, -3, il Messina Straits fault systems). I pallini colorati indicano gli epicentri dei terremoti nel periodo 1981-2011 da due differenti cataloghi, CSI-1.1 e ISIDE (ISIDE Working Group, INGV, 2010). Il raggio dei cerchi è proporzionale alla magnitudo (da 1.2 a 5.) mentre la scala di colori indica la profondità degli ipocentri (da 0 a 50 km; nero > 50 km). Sono anche indicate le direzioni di massima e minima contrazione orizzontale.

Il margine della Sicilia Orientale è caratterizzato da intensa attività sismica (Fig. 1.3) e vulcanica, ed è stato sede in tempi storici di eventi catastrofici molto importanti (CPTI Working Group, 2004), alcuni dei quali tsunamigenici (Tinti et al., 2007). Anche se l'argomento è oggetto di grande dibattito, è molto probabile che le strutture che hanno causato i più distruttivi terremoti avvenuti nella zona come Messina 1908 e Augusta 1693, siano stati causati da faglie o sistemi di faglie posizionate nei fondali marini, lungo la Scarpata di Malta (Argnani et al., 2012), o nel complesso sistema di strutture sismogenetiche che costituisce l'Arco Calabro esterno (Polonia et al., 2011; Polonia et al., 2012). In ogni caso, la riattivazione di queste strutture nell'ambito del proprio ciclo sismico rappresenta l'elemento di maggior pericolosità nell'area in esame, considerata la possibilità di generare terremoti ad elevata magnitudo (Polonia et al., 2012).

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

I dati disponibili nell'area del Foglio 32 Siracusa sono il risultato di due rilievi morfobatimetrici eseguiti nel corso di altrettante campagne di acquisizione (TIR96, Bortoluzzi *et al.*, 1999; AU09, Gasperini *et al.*, 2009), nel corso delle quali sono stati anche raccolti profili di sismica ad alta risoluzione con SBP *chirp*. Per ottimizzare l'acquisizione dei dati morfobatimetrici sono state eseguite linee parallele alle isobate, solo parzialmente utili al fine dell'interpretazione delle strutture basata su profili sismici.

2.1 Dati morfobatimetrici (rilievi multibeam)

I dati morfobatimetrici utilizzati sono stati acquisiti in due periodi diversi. I primi sono stati acquisiti nell'ambito del “Progetto Strategico Tirreno” durante la campagna oceanografica TIR96 a bordo della R/V Gelendzhik (Bortoluzzi *et al.*, 1999). I dati più recenti sono stati acquisiti nel corso della campagna AU09 a bordo della R/V Urania (Gasperini *et al.*, 2008).

Durante la campagna TIR96 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 un *overlap* tra le linee del 20 %. In Figura 2.1.1 è mostrata l'estensione dell'area investigata durante la campagna TIR96. I dati sono stati successivamente elaborati presso l'allora IGM, Istituto di Geologia Marina di Bologna, utilizzando 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.

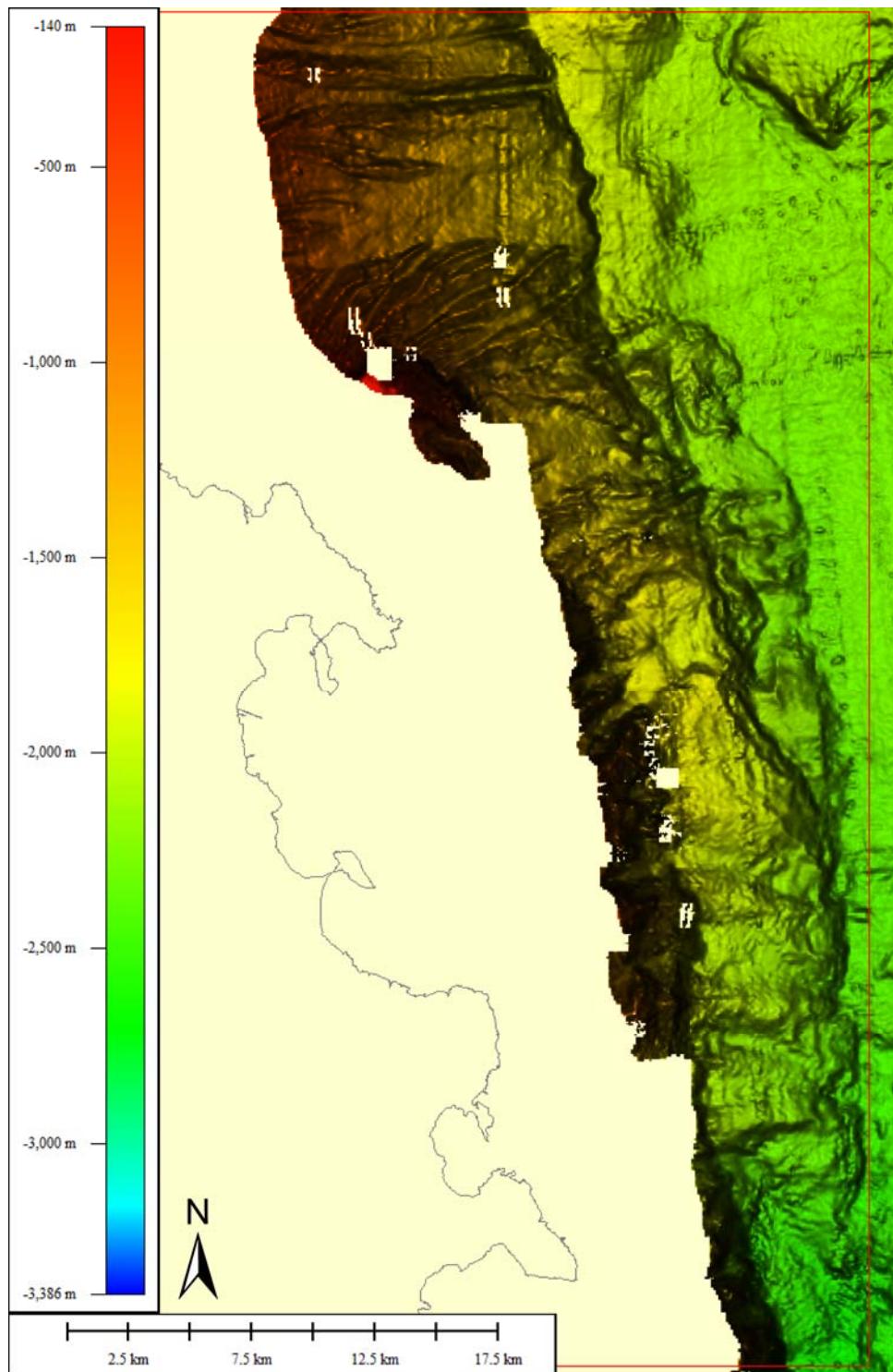


Figura 2.1.1. Dati batimetrici pregressi nell'area del Foglio 32 Siracusa acquisiti durante la campagna oceanografica TIR96 a bordo della R/V Gelendzhik. La griglia alla massima risoluzione utilizzata è di 50 m per un intervallo di profondità tra 140 -3400 m.

La Figura 2.1.2 mostra la copertura di dati morfobatimetrici acquisiti nel corso della campagna AU09. Per l'acquisizione a bordo di Urania è stato utilizzato un ecoscandaglio *multibeam* Kongsberg EM-710, con una profondità massima d'indagine di 2000 m e uno *swath* di 5,5 volte la profondità della colonna d'acqua sottostante. Lo strumento ha una frequenza di lavoro di 70kHz, 150° di apertura, ed è asservito a DGPS, MRU e girobussola tramite SEAPATH. Il sistema di posizionamento a bordo era di tipo DGPS. I dati di elevata qualità ottenuti, fra i 50 m e i 1000 m di profondità, sono stati poi elaborati presso l'Istituto di Scienze Marine di Bologna tramite il

software Caris Hips & Sips, che ha permesso di creare DTM ad alta risoluzione. Contestualmente ai dati morfobatimetrici sono stati acquisiti profili sismici a riflessione continua utilizzando un sistema CHIRP SBP del tipo CHIRPII Benthos.

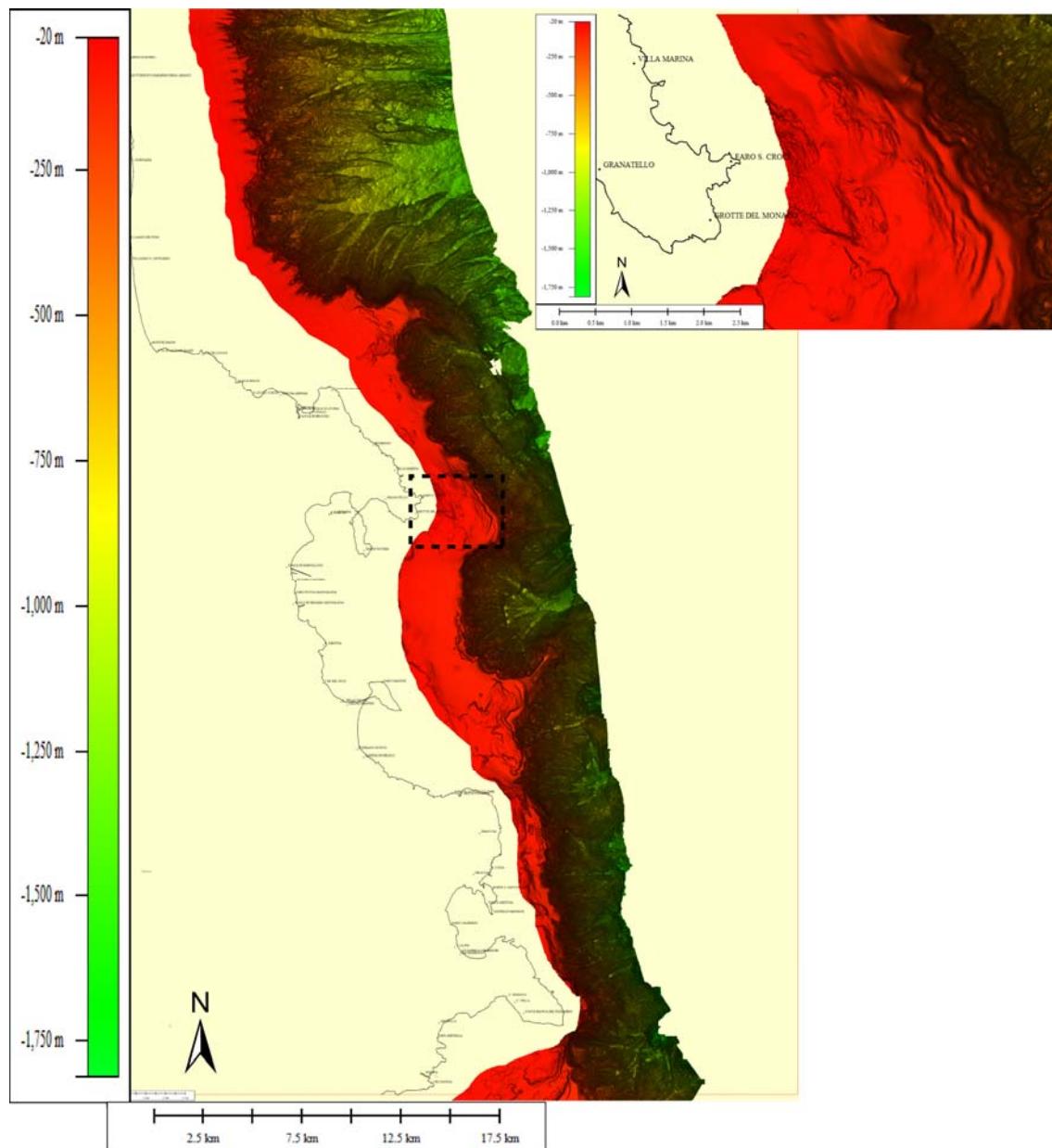


Figura 2.1.2. Aree rilevate nel Foglio 32 Siracusa durante la campagna AU09 a bordo della R/V Urania. Nella zona della piattaforma (area in tratteggio) i dati hanno permesso di ottenere griglie con una risoluzione di 10 m (ingrandimento a destra).

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

Contemporaneamente alla batimetria, il *multibeam* Kongsberg-Simrad EM12 ha permesso di acquisire dati sonar a 13 kHz di riflettività del fondo marino.

Lo stesso per il *multibeam* Kongsberg EM-710, col quale sono stati acquisiti anche dati di riflettività con frequenze di lavoro variabili fra i 70 e 100 kHz.

Questi dati di riflettività non sono però stati disponibili per l'interpretazione geologica.

2.3 Dati di sismica a riflessione

I dati sismici disponibili per lo studio e l'interpretazione dell'area di interesse sono stati acquisiti durante la campagna AU09 (Figura 2.3.1).

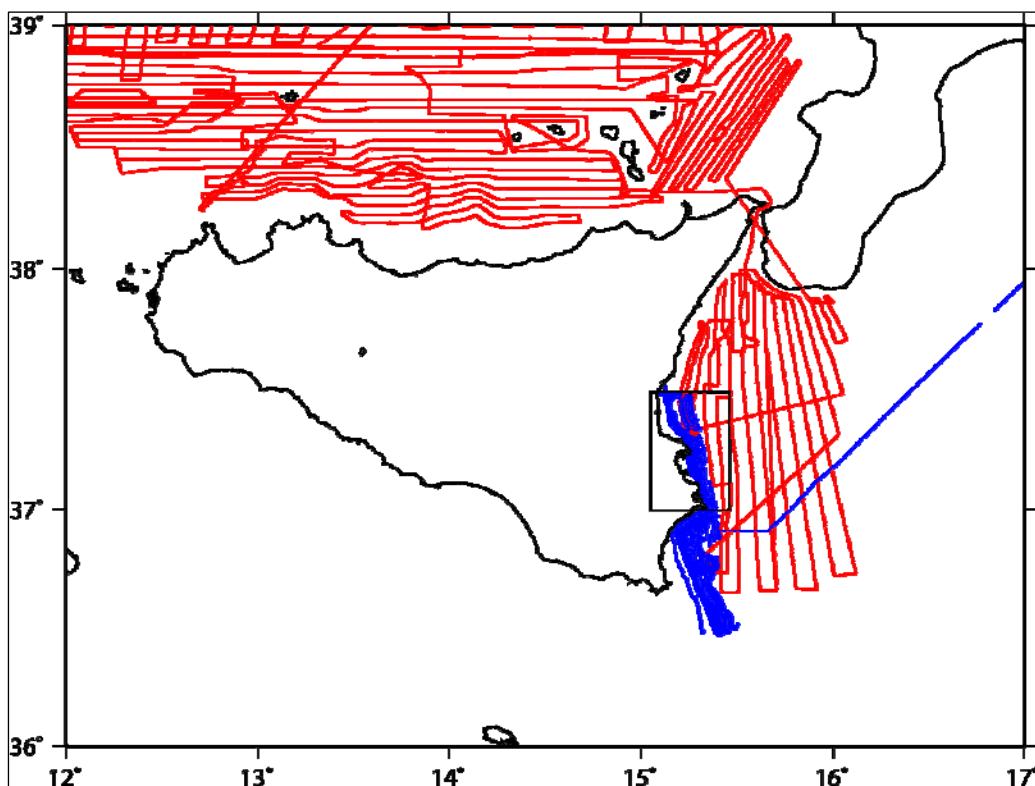


Figura 2.3.1. Dati sismici a riflessione disponibili nell'area del Foglio 32 Siracusa.

E' stato utilizzato un sistema *subbottom profiler* a tecnologia "chirp" del tipo CHIRPII della Benthos, collegato a 16 trasduttori MASSA posti in chiglia alla R/V Urania, sopra una "finestra acustica" nello scafo. Questo sistema della Benthos è caratterizzato da uno *sweep* di frequenza compreso fra i 2 e i 7 kHz che consente di ottenere una risoluzione verticale decimetrica nell'*imaging* della successione sedimentaria. La lunghezza degli impulsi è stata mantenuta a 20 ms, mentre i valori di *trigger* variano fra 0,25 - 1 s a seconda della profondità dell'acqua. I dati digitali acquisiti dal software Communication Technology SWANPRO sono stati registrati nel formato XTF. I dati sono restituiti in forma di "ampiezza istantanea" dopo essere stati sottoposti a una trasformata di Hilbert, e visualizzati in modalità "varabile density" a 256 livelli di grigio. I files XTF sono stati successivamente convertiti in formato SEG-Y ed elaborati utilizzando il pacchetto software ISMAR SeisPrho (Gasperini and Stanghellini, 2009).

Le sezioni *chirp* ottenute durante questa campagna hanno una qualità accettabile solo nei settori di piattaforma, dove sono state ottenute penetrazioni del segnale fino a 30-40 msec TWT (Figura 2.3.2) mentre nei settori di scarpata, la morfologia irregolare e l'elevato gradiente topografico rendono le sezioni di difficile interpretazione, a causa della presenza di iperboli di diffrazione e di un effetto molto intenso di "scattering" dell'energia sismica che non riesce a penetrare nel substrato e fornire riflessioni coerenti. (Figura 2.3.3)

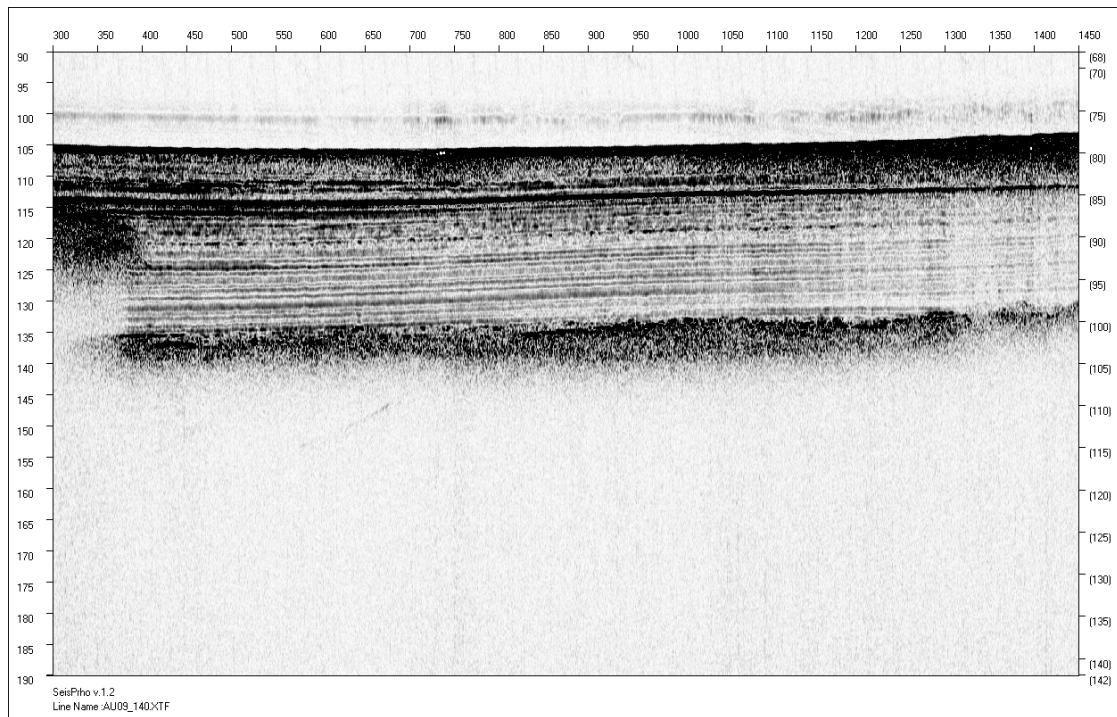


Figura 2.3.2. Esempio di profilo sismico “chirp” acquisito durante la campagna AU09 nel settore di piattaforma prospiciente la Rada di Augusta. Si noti la buona penetrazione del segnale che riesce a penetrare l’intera successione Olocenica fino alla prominente superficie erosiva alla base.

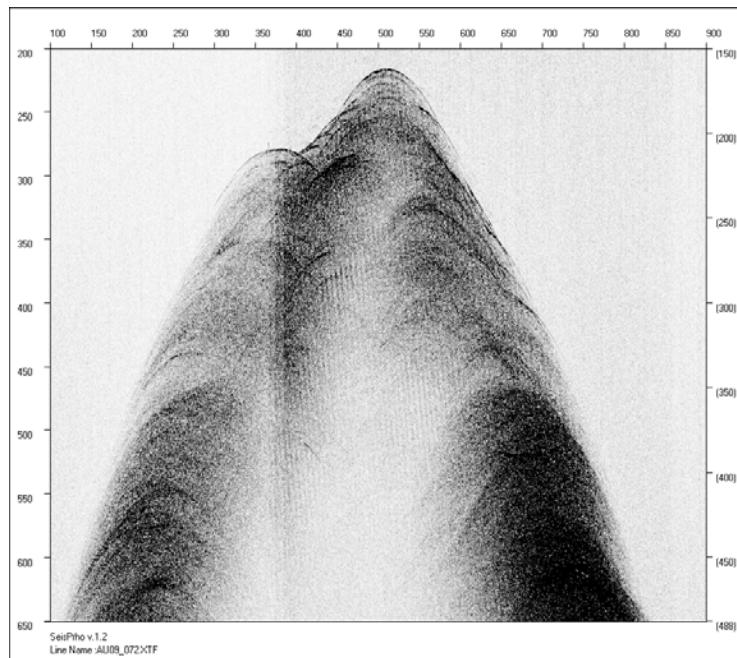


Figura 2.3.3. Esempio di profilo sismico “chirp sonar” acquisito durante la campagna AU09 nel settore di scarpata continentale prospiciente la Rada di Augusta. La sezione è affetta da intenso rumore di diffrazione e risulta molto difficile individuare orizzonti stratigrafici coerenti.

2.4 Dati di campionamento

Nell'area indagata non ci sono dati di campionamento disponibili al progetto.

2.5 Altro tipo di dato

3. Elementi Morfobatimetrici e “pericolosità” geologica

3.1 Sintesi descrittiva del Livello 3

L’elemento morfologico più rappresentativo del Foglio è la scarpata continentale, che si mostra molto acclive, con pendenze medie nell’ordine di 25°. Si tratta di una struttura di interesse regionale, costituendo un settore di quella che è conosciuta come “Scarpata di Malta”, estesa a N e a S del Foglio per oltre 200 km. La scarpata è interessata da un complesso sistema di incisioni, che tuttavia non sembrano modificare sostanzialmente la morfologia rettilinea del ciglio di piattaforma; esso infatti mantiene quasi ovunque un buon parallelismo con la linea di costa. Tre sistemi principali ad “anfiteatro” sono localizzati (Figura 3.1.1):

- 1) in corrispondenza del Golfo di Augusta;
- 2) nella parte meridionale del Golfo di Catania;
- 3) al largo di Cozzo di Galera.

L’analisi dei profili sismici a riflessione indica che per la maggior parte le incisioni lungo scarpata sono drappeggiate da sedimenti emipelagici, di spessore variabile da qualche metro a una decina di metri. Tale osservazione suggerisce che le incisioni siano state per la maggior parte inattivate dopo il LGM (Last Glacial Maximum), e che possano essere solo episodicamente sede di correnti di densità, che non producono incisioni apprezzabili.

Lungo la scarpata, parallelamente al margine, si osservano altri 2 elementi morfologici di interesse (Figura 3.1.2):

- 1) una rottura di pendenza a profondità di circa 700 metri, osservabile in tutta l’area, ma in particolare nelle zone ad anfiteatro, legata probabilmente a una discontinuità litologica tra unità a differente erodibilità del substrato;
- 2) una scarpata sub-rettilinea ad andamento NNW-SSE che costituisce l’espressione morfologica superficiale di una faglia attiva.

Quest’ultimo elemento costituisce dal punto di vista morfologico il collegamento tra la scarpata continentale e la “piana” batiale del Mar Ionio, che raggiunge nel Foglio profondità di oltre 1100 m e pendenze non superiori ai 2-3°. Alla base della scarpata si osserva una morfologia lobata che indica la presenza di zone di accumulo.

La piattaforma continentale mostra pendenze molto modeste, generalmente inferiori a 1°, se si eccettua una depressione “ad imbuto” in corrispondenza della baia di Augusta, nella fascia batimetrica tra 40 e 60 metri. Localmente, in corrispondenza dei promontori, tra 130 e 90 metri di profondità, si osserva una morfologia a terrazzi disposti parallelamente alle isobate, che suggeriscono un controllo da parte del livello marino in risalita dopo l’ultimo glaciale. L’area prospiciente ad Augusta, tra gli 80 e i 100 metri di profondità mostra la presenza di strutture tipo “*mounds*” della dimensione da qualche decina a qualche centinaio di metri, probabilmente legate all’accumulo di materiale detritico di scarto. L’alta riflettività del fondale, in grande contrasto con i sedimenti a granulometria fine tipici di questa fascia batimetrica, suggeriscono si tratti di roccia o sedimenti a granulometria grossolana. Si osservano localmente, soprattutto in prossimità del ciglio di piattaforma strutture riferibili a “*sediment drift*”.

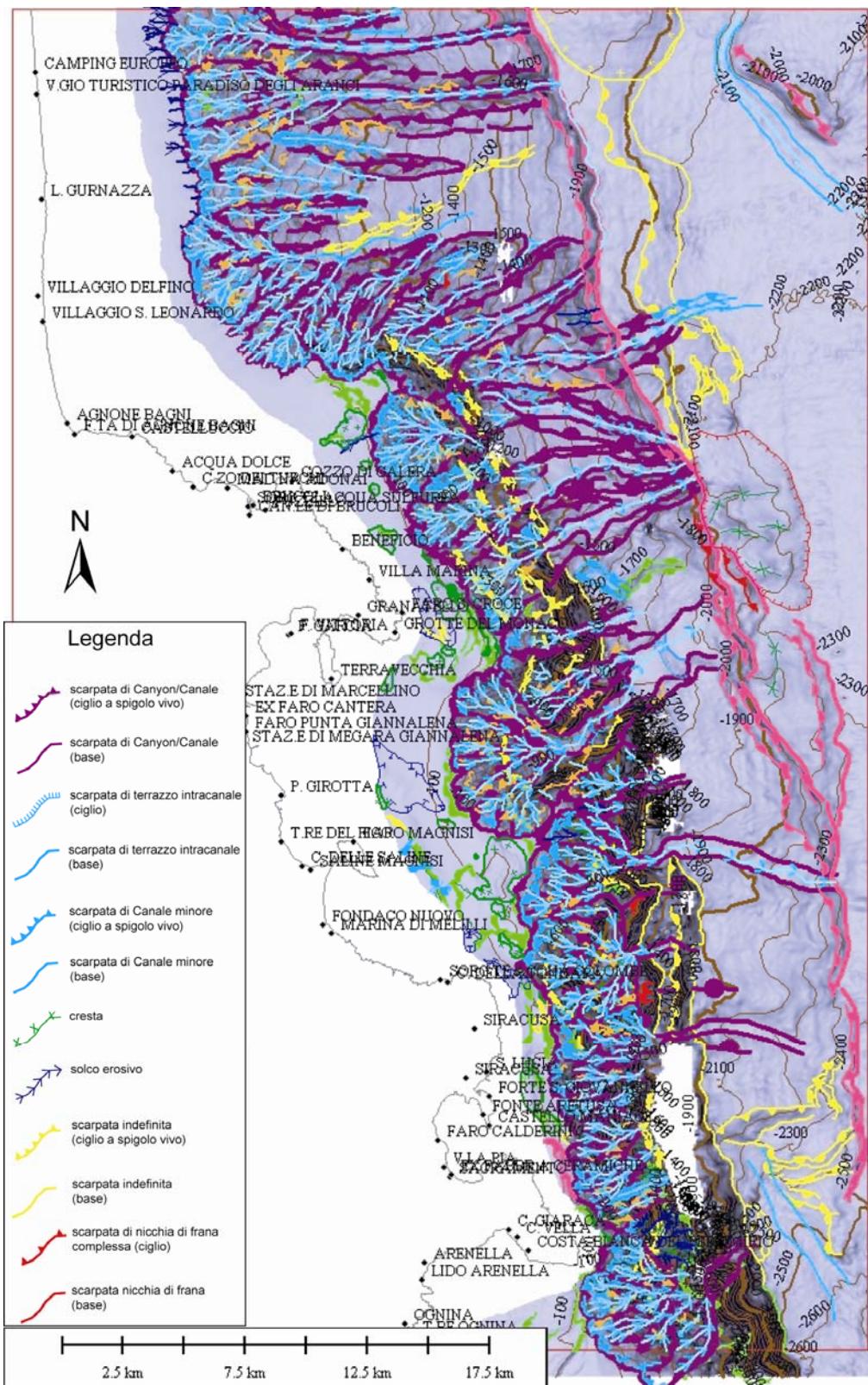


Figura 3.1.1: Rappresentazione “shaded relief” della batimetria del Foglio 32 Siracusa e degli Elementi Morfobatimetrici. Le *contour lines* sono ogni 100 m.

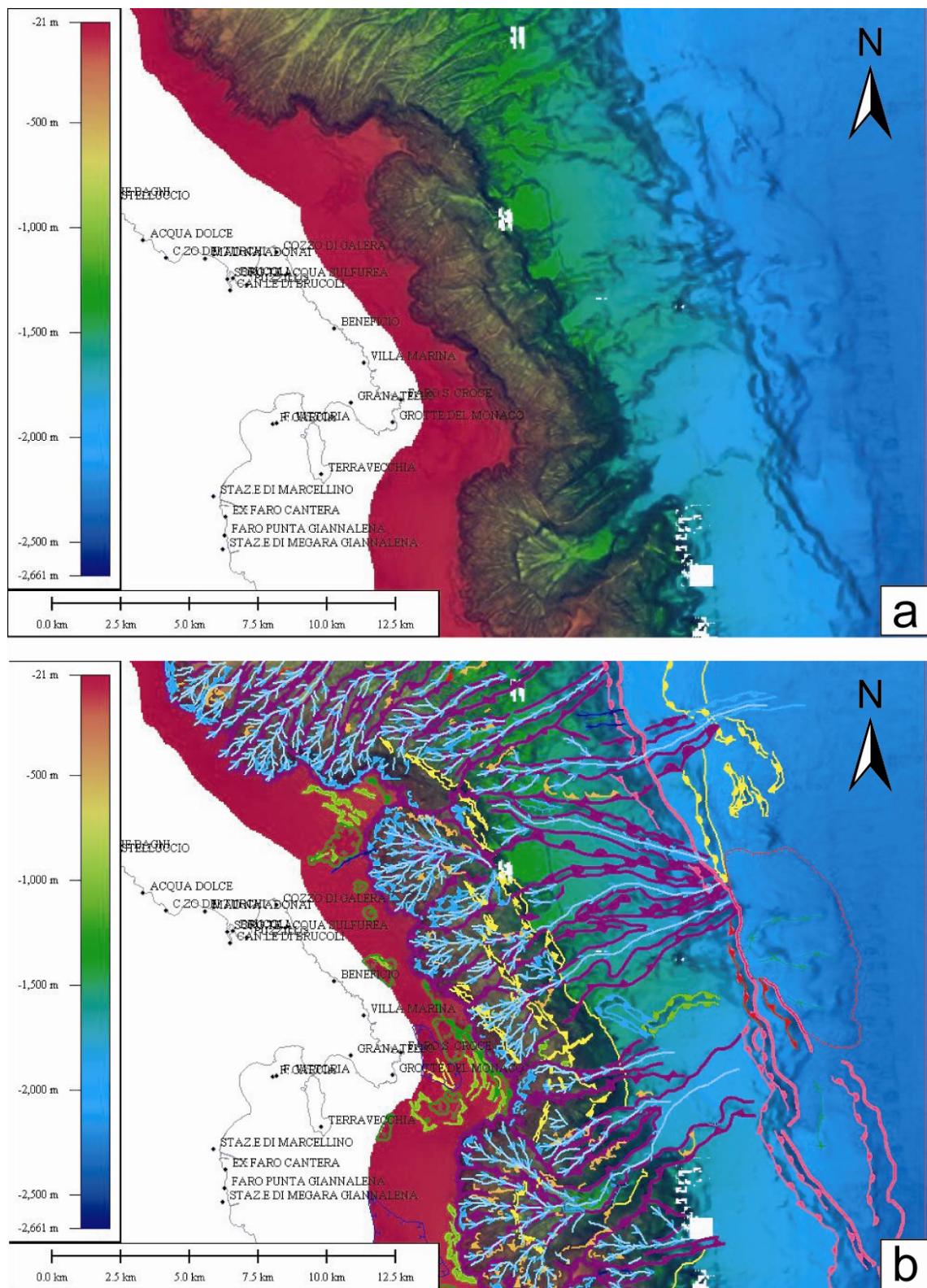


Figura 3.1.2: a) rappresentazione “shaded relief” della batimetria di un settore del Foglio 32 dove due elementi morfologici risultano sono molti evidenti: una rottura di pendenza, alla profondità di circa 700 metri, dovuta probabilmente a litologie con diversa erodibilità, ed una scarpata con una orientazione NNO-SSE dall’andamento rettilineo e dal rigetto topografico variabile su fondo mare che rappresenta l’espressione superficiale della Scarpata di Malta in questo settore; b) carta degli Elementi Morfobatimetrici. La legenda è la stessa della Fig. 3.1.1.

3.2 Aspetti salienti in chiave di pericolosità geologica non direttamente esprimibili attraverso la

rappresentazione del Livello 3

L'aspetto più significativo appare l' associazione fra rischio geologico, costituito in particolare dalla potenziale occorrenza di sismi di media e forte intensità e di tsunami, e la presenza di insediamenti industriali a grande impatto ambientale, come il polo petrolchimico nel Golfo di Augusta.

Bibliografia citata

- Argnani, A. and Bonazzi, C. 2005. Tectonics of Eastern Sicily Offshore. *Tectonics*, 24, TC4009, doi:10.1029/2004TC001656.
- Argnani, A., C. Bonazzi, and the MESC 2001 Scientific Crew (2003), Tectonics of eastern Sicily offshore: Preliminary results from the MESC 2001 marine seismic cruise, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 43, 177–193.
- Argnani et al., (2012), Active tectonics along the submarine slope of south-eastern Sicily and the source of the 11 January 1693 earthquake and tsunami *NATURAL HAZARDS AND EARTH SYSTEM SCIENCES*, 12
- Bianca, M., C. Monaco, L. Tortorici, and L. Cernobori (1999), Quaternary normal faulting in southeastern Sicily (Italy): A seismic source for the 1693 large earthquake, *Geophys. J. Int.*, 139, 370 – 394.
- Bijou-Duval B., Morel Y., Baudrimont A., Bizon G., Bizon J.J., Borsetti A.M., Burolet P.F., Clairefond P., Clauzon G., Colantoni P., Mascle G., Montadert L., Perrier R., Orsolini P., Ravenne C., Taviani M. and Winnock E. (1982) – Donnees nouvelle sur les marges du bassin Ionien profond (Mediterrane Orientale), *Résultats des Campagnes ESCARMED*. Rev. Inst. Franc. Petrole, 37, 713-731.
- 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.
- Bosellini A. (2002) - Dinosaurs “re-write” the geodynamics of the eastern Mediterranean and the paleogeography of the Apulia Platform. *Earth-Science Reviews* 59 (2002) 211– 234.
- Casero, P., M. B. Cita, M. Croce, and A. De Micheli (1984), Tentativo di interpretazione evolutiva della scarpata di Malta basata su dati geologici e geofisici, *Mem. Soc. Geol. It.*, 27, 233 – 253.
- Catalano, R., C. Doglioni, and S. Merlini (2000a), On the Mesozoic Ionian Basin, *Geophys. J. Int.*, 144, 49 – 64.
- Catalano, R., A. Franchino, S. Merlini, and A. Sulli (2000b), A crustal section from the Eastern Algerian basin to the Ionian ocean (Central Mediterranean), *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 71 – 85.
- Cernobori, L., A. Hirn, J. H. McBride, R. Nicolich, L. Petronio, M. Romanelli, and STREAMERS/PROFILES Working Group (1996), Crustal image of the Ionian basin and its Calabrian margins, *Tectonophysics*, 264, 175 – 189.
- Dercourt, J., L. E. Ricou, and B. Vrielynck (Eds.) (1993), *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*, 307 pp., 14 maps, 1 plate, Gauthiers-Villars, Paris.
- de Voogd, B., C. Truffert, N. Chamot Rooke, P. Huchon, S. Lallement, and X. Le Pichon (1992), Two-ship deep seismic soundings in the basins of the eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise), *Geophys. J. Int.*, 109, 536 – 552.
- Finetti, I. (1982), Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 24, 247 – 312.
- Finetti, I. (1985), Structure and evolution of the central Mediterranean (Pelagian and Ionian seas), in *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, edited by D. J. Stanley and F. C. Wezel, pp. 215 – 230, Springer, New York.
- Gasperini L., Stanghellini G., 2009. SEISPRHO: An interactive computer program for processing and interpretation of high-resolution seismic reflection profiles, *COMPUTERS & GEOSCIENCES*, 35 , 1, 497-1507
- Gasperini L. et al., 2009. Campagna AU09: Rapporto di fine crociera. Rapporto Tecnico ISMAR-CNR, Bologna, 2009.

- Govers, R. and Wortel, M. J. R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *EPSL*, 236, 505–523.
- Hieke W., H. B. Hirschleber and G. A. Dehghani (2003). The Ionian Abyssal Plain (central Mediterranean Sea): Morphology, subbottom structures and geodynamic history – an inventory. *Marine Geophysical Research* 24, 279-310, DOI: 10.1007/s11001-004-2173
- Makris, J., R. Nicolich, and W. Weigel (1986), A seismic study in the Western Ionian Sea, *Ann. Geophys.*, 4, 665 – 678.
- Philip, H. (1987), Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision, *Ann. Geophys.*, Ser. B, 5, 301 – 320.
- Polonia A., G Bortoluzzi, L Gasperini et al. 2008. Rapporto sulle indagini di sismica a riflessione, gravimetriche, magnetometriche, morfobatimetriche e campionamento del fondo mare nell' Arco Calabro (Mar Jonio) Campagna CALAMARE08 N/O Urania Napoli 2008-04-15 Bari 2008-05-12.
- Polonia A., Torelli L., Gasperini, F., Mussoni P., Artoni A., Klaeschen, D, (2011), The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation, and seismic hazard, *Tectonics*, 30, TC5018 DOI: 10.1029/2010TC002821
- Polonia A., L. Torelli, L. Gasperini and P. Mussoni (2012). Active faults and historical earthquakes in the Messina Straits area (Ionian Sea). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 1–18, 2012 www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/12/1/2012/doi:10.5194/nhess-12-1-2012
- Scandone, P., E. Patacca, R. Radoicic, W. B. F. Ryan, M. B. Cita, M. Rawson, H. Chezar, E. Miller, J. McKenzie, and S. Rossi (1981), Mesozoic and Cenozoic rocks from the Malta Escarpment (central Mediterranean), *AAPG Bull.*, 65, 1299 – 1319.
- Stampfli, G., J. Marcoux, and A. Baud (1991), Tethyan margins in space and time, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 87, 373 – 410.
- Stampfli, G., J. Mosar, P. Favre, A. Pillevuit, and J.-C. Vannay (2001), Permo-Mesozoic evolution of the western Tethyan realm: The Neotethys: East Mediterranean basin connection, in *PeriTethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, edited by P. Ziegler et al., *Mem. Mus. Hist. Nat.*, 186, 51 – 108.
- Tinti S., Argnani A., Zaniboni F., Pagnoni G., Armigliato A. (2007) - Tsunamigenic potential of recently mapped submarine mass movements offshore eastern Sicily (Italy): numerical simulations and implications for the 1693 tsunami. IASPEI - JSS002 - abstract n. 8235 IUGG XXIV General Assembly, Perugia, Italy, 2-13 July 2007.

4. Punti di Criticità presenti nel Foglio

4.1 F32_PC1_Faglia

4.1.1 Riassunto

La rappresentazione degli elementi morfobatimetrici ha messo in luce due elementi di pericolosità. Nella zona è presente una faglia attiva, localizzata alla base della scarpata continentale alla profondità media di circa 2000 m (Fig 1 PC1_F32). Questa faglia è sede di sismicità locale e probabilmente di terremoti storici importanti. Dati gli elevati gradienti topografici e la presenza di notevoli spessori di sedimenti Olocenici al ciglio della scarpata, è possibile che la sismicità associata a questa struttura e più in generale alle strutture sismogenetiche presenti nell'area dell'Arco Calabro (vedi Figure 1.1 e 1.3), ubicate immediatamente a est del limite orientale del Foglio possano innescare fenomeni di instabilità gravitativa e causare danni da accelerazioni del terreno e da maremoto.

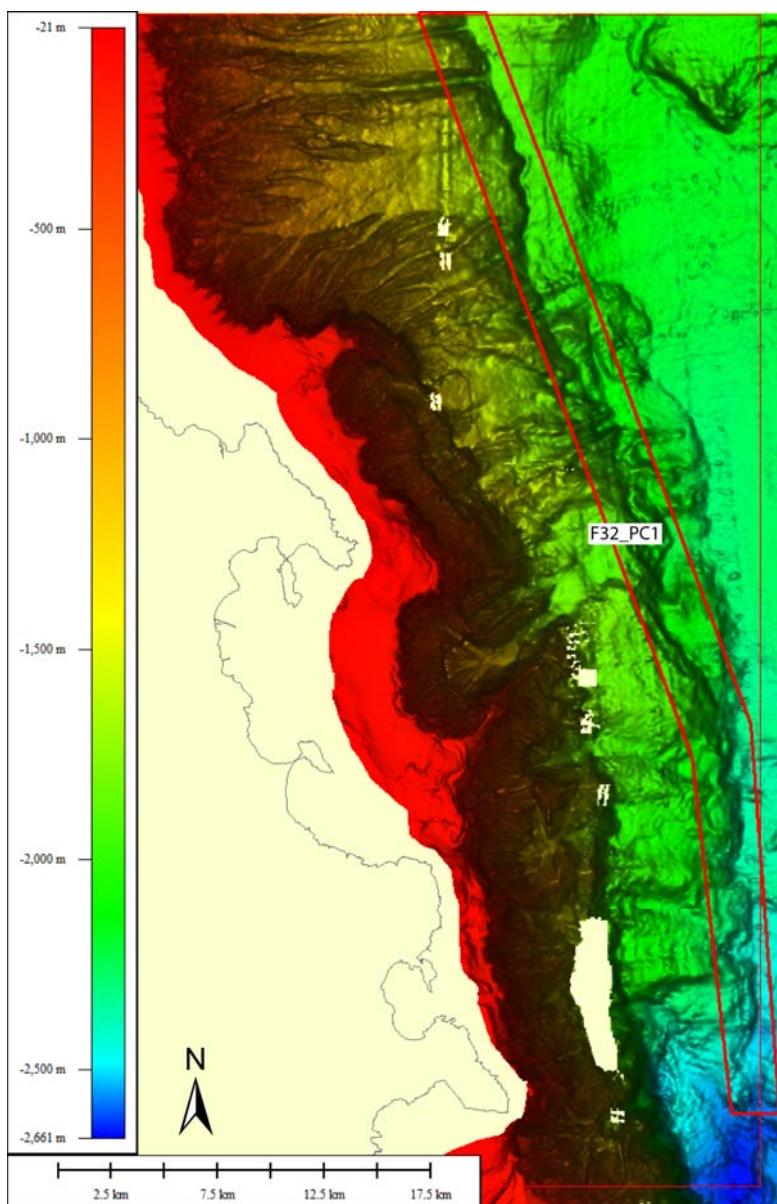


Fig 1 PC1_F32- rappresentazione tipo “shaded relief” della batimetria del Foglio 32 Siracusa. In rosso è indicata l'ubicazione del punto di criticità F32_PC1 che racchiude un segmento della scarpata di Malta lungo la base della scarpata continentale ad una profondità media di circa 2000 m.

4.1.2 Tipo di rischio

Eventi sismici, instabilità gravitativa, maremoto.

4.1.3 Descrizione del lineamento

Il punto di criticità F32_PC1 racchiude un segmento di circa 50 km della Scarpata di Malta ubicato ad una profondità media di circa 2000 m.

Nel settore settentrionale del Foglio (Fig.2 PC1_F32), la scarpata di faglia è costituita da un singolo ramo che, con una orientazione NNO-SSE, corre alla base della scarpata continentale. Il piano di faglia in questo settore ha un andamento rettilineo, una inclinazione di 14-15° e produce, sul fondo mare, un rigetto batimetrico di 150-200 m. Localmente la morfologia della scarpata risulta complicata da canyons che dal ciglio della piattaforma si protraggono fino al bacino.

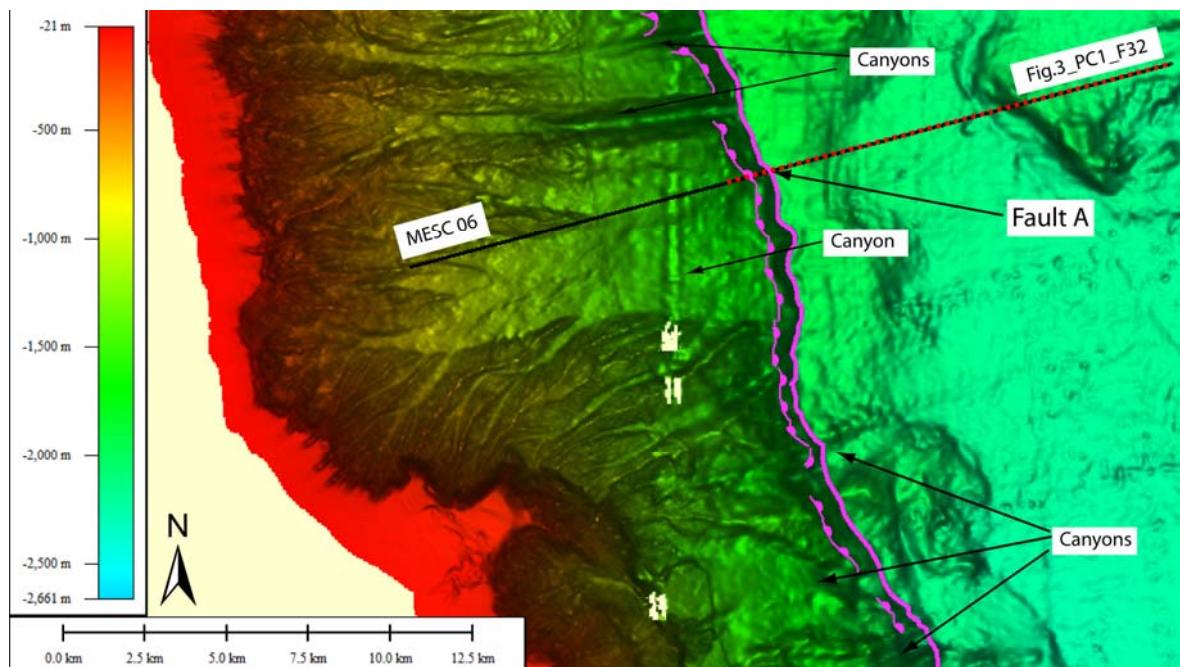


Fig 2 PC1_F32- rappresentazione “shaded relief” del settore settentrionale del Foglio 32 Siracusa dove la Scarpata di Malta è costituita da un singolo ramo di faglia che localmente interseca dei canyons. In nero è indicata l’ubicazione del profilo sismico MESC 06; in tratteggio rosso il profilo batimetrico e la porzione di sezione sismica mostrati in Fig 3 PC1_F32 (da Argnani and Bonazzi, 2005).

Dati di sismica a riflessione multicanale acquisiti in questo settore della scarpata della Sicilia orientale (Argnani and Bonazzi, 2005) mostrano che la scarpata di Malta è la struttura morfologica predominante. Nelle sezioni sismiche essa è rappresentata da riflettori continui, anche in profondità, che immergono verso est, parzialmente ricoperti da riflettori in *onlap* dei sedimenti del bacino dello Ionio. Alla base della scarpata, in diversi profili sismici si osserva un sistema recente di faglie con una orientazione NNO-SSE ed immersione verso est che delimitano bacini sedimentari dalla geometria ad “*half graben*”. Il profilo sismico MESC 06 (Fig.3 PC1_F32) conferma l’interpretazione morfobatimetrica e mostra, alla base della scarpata, una singola faglia (fault A) che immerge verso ENE e produce sul fondo mare un rigetto di circa 200 m. In profondità la stessa faglia mostra evidenze di una passata attività di tipo estensionale, delimitando il margine occidentale di un bacino contenente circa 1 s (TWT) di sedimenti. Le geometrie dei riflettori e la lieve “bombatura” del fondo mare indicano che la faglia è stata riattivata in tempi recenti in compressione.

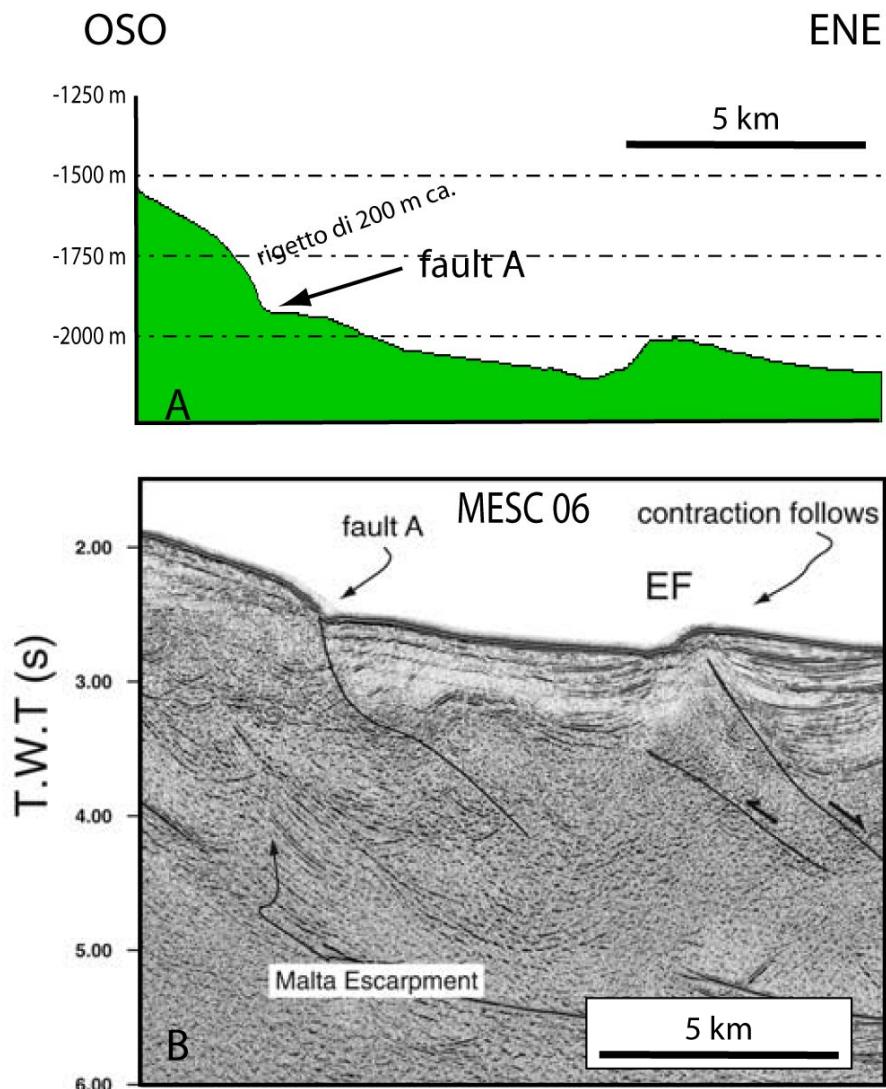


Fig 3 PC1_F32- A) profilo batimetrico lungo la traccia del profilo sismico MESC 06. B) profilo sismico MESC 06: in profondità si notano i riflettori inclinati verso est che rappresentano la prosecuzione sepolta della Scarpata di Malta; sul fondo mare la faglia principale, “fault A”, è una singola faglia che genera un rigetto topografico di circa 200 m. La geometria dei riflettori sottostanti indica che la faglia, una volta aveva un carattere estensionale e che poi è stata ripresa in compressione (da Argnani and Bonazzi 2005)

Nel settore centrale del Foglio (Fig. 4 PC1_F32) la scarpata di faglia è ubicata alla base della scarpata inferiore, a circa 4 km dalla scarpata superiore che spicca morfologicamente per le elevate pendenze ed l'incisione da parte di canyons. La zona di deformazione è costituita da due segmenti che presentano sul fondo mare rigetti variabili. Anche in questo caso i dati di sismica a riflessione multicanale (Argnani and Bonazzi, 2005) confermano l'interpretazione geomorfologica. Il profilo sismico MESC 09 (Fig. 5 PC1_F32) mostra le principali strutture tettoniche in questa parte del margine della Sicilia orientale. I riflettori associati alla Scarpata di Malta sono rappresentati da un gruppo di riflettori che immergono verso est. Alla base della scarpata, e pochi chilometri più ad est, si osservano delle faglie estensionali immergenti verso est che delimitano il bordo occidentale di un “half graben” riempito da più di 1 s (TWT) di sedimenti. Secondo Argnani and Bonazzi (2005) la faglia più occidentale sembra raccordarsi in profondità a quella più orientale che sembrerebbe essere la principale (fault A).

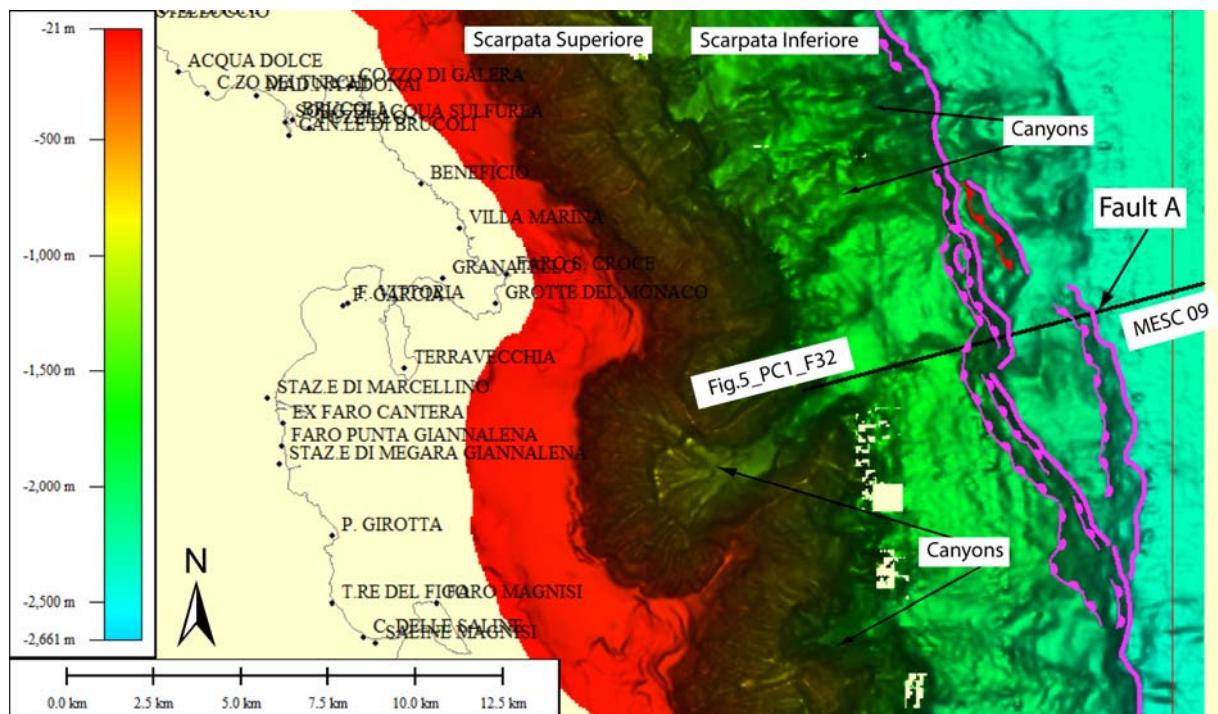


Fig 4 PC1_F32- rappresentazione tipo “shaded relief” del settore centrale del Foglio 32 Siracusa dove la Scarpata di Malta è costituita da più rami di faglia. Il lineamento tettonico corre alla base della scarpata inferiore. In nero è indicata l’ubicazione del profilo batimetrico e del segmento del profilo sismico MESC 09 (da Argnani and Bonazzi, 2005) mostrati in Fig 5 PC1_F32.

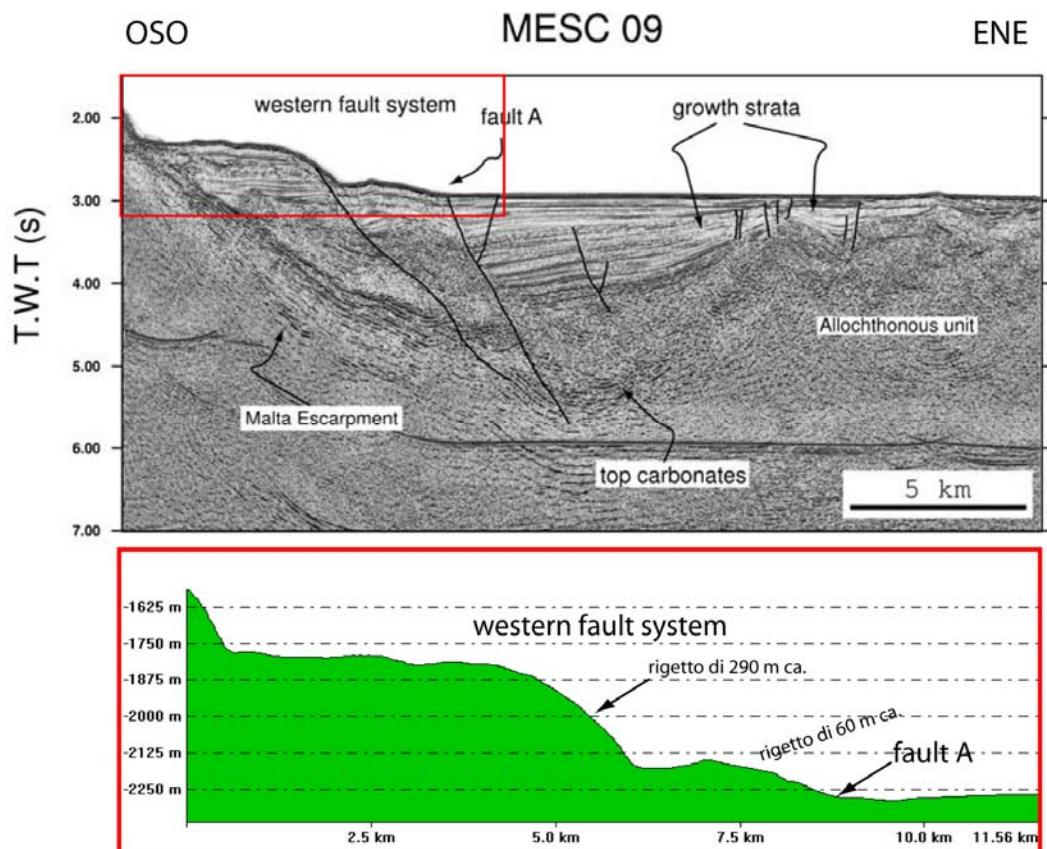


Fig 5 PC1_F32- in alto, profilo sismico MESC 09 (da Argnani and Bonazzi, 2005). ; in basso, profilo batimetrico, corrispondente al settore evidenziato con il riquadro rosso sul profilo sismico. L’ubicazione del

profilo batimetrico è riportata in Fig. 4 PC1_F32.

Nel settore meridionale del Foglio (Fig. 6 PC1_F32), come in quello centrale, la scarpata di faglia corre alla base della scarpata inferiore che si estende per circa 6 km dalla base della scarpata superiore. La zona di deformazione è nuovamente rappresentata da un singolo ramo di faglia con un rigetto sul fondo mare che va diminuendo verso sud, passando da circa 130 m a circa 30 m all'estremità meridionale del Foglio. Anche in questo settore, un profilo sismico multicanale (MESC 11, Argnani and Bonazzi 2005) conferma l'interpretazione morfobatimetrica (Fig. 7 PC1_F32).

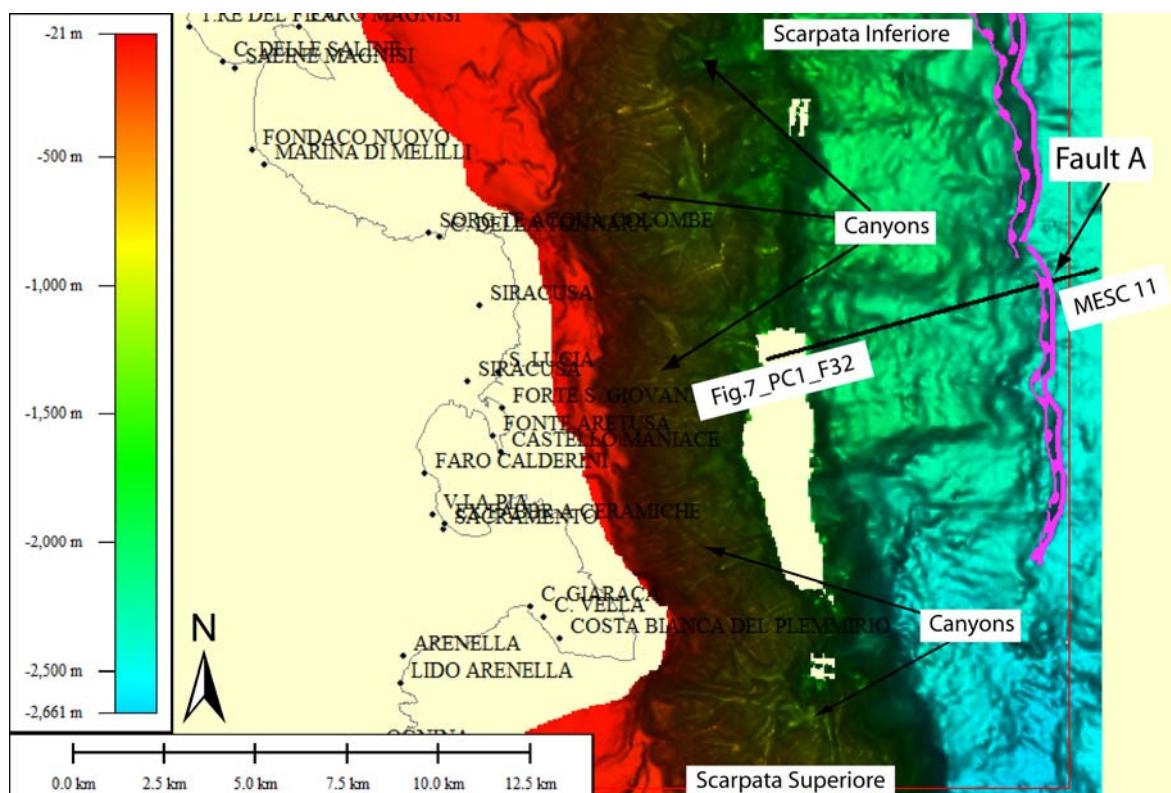


Fig 6 PC1_F32- rappresentazione tipo “shaded relief” del settore meridionale del Foglio 32 Siracusa dove la Scarpata di Malta è costituita da un singolo ramo di faglia. Come nel settore centrale, il lineamento tettonico corre alla base della scarpata inferiore. In nero è indicata l'ubicazione del profilo batimetrico e del segmento del profilo sismico MESC 11 (da Argnani and Bonazzi, 2005) mostrati in Fig 7 PC1_F32.

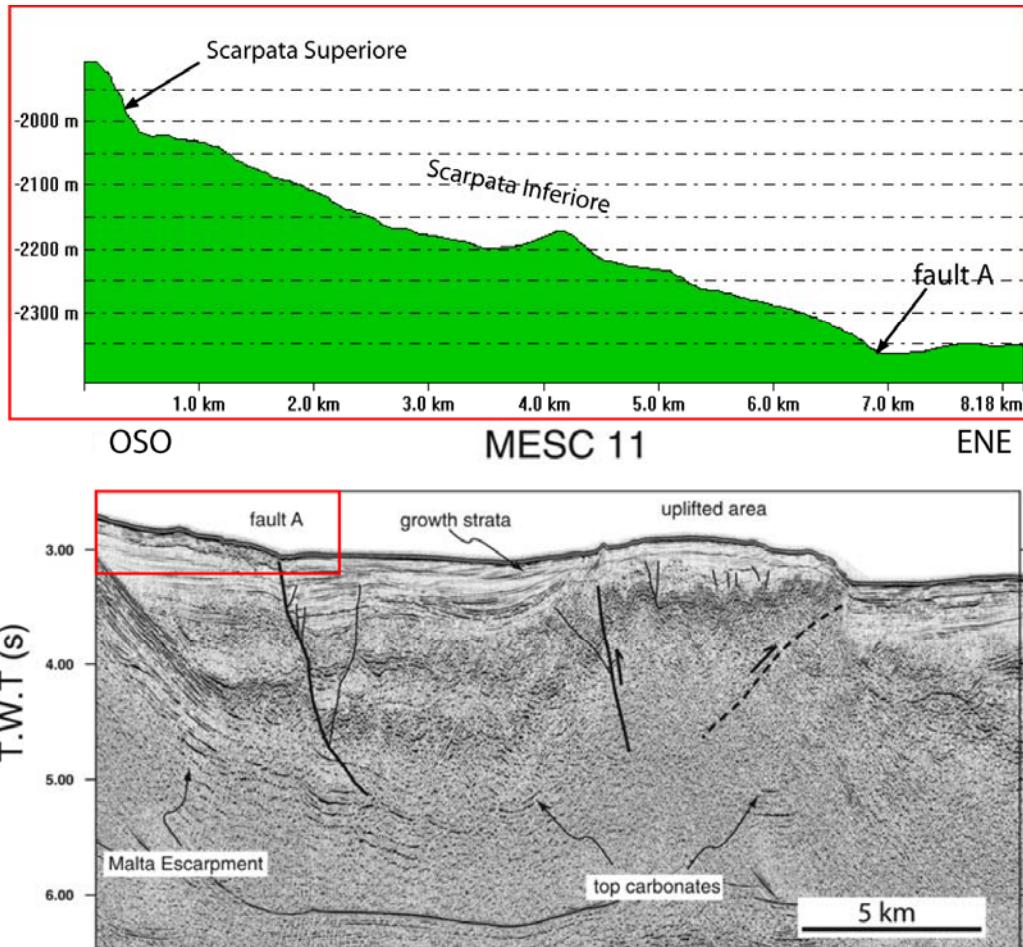


Fig 7 PC1_F32- in alto, profilo batimetrico corrispondente al settore evidenziato con il riquadro rosso sul profilo sismico MECS 11 in basso (da Argnani and Bonazzi, 2005). L'ubicazione del profilo batimetrico è riportata in Fig. 6 PC1_F32 .

4.1.4 Rischio potenziale

a) tipo di evoluzione possibile:

Per potere definire il tipo di evoluzione possibile rispetto alle strutture evidenziate come elementi di rischio potenziale, sarebbero necessari studi di maggiore dettaglio nell'area. In particolare sarebbe necessario acquisire profili sismici a riflessione multi-scala (profili sismici a riflessione multicanale ad alta risoluzione e alta penetrazione) lungo i lineamenti tettonici attivi, per caratterizzare la natura e il grado di attività nel tempo, e di conseguenza il potenziale sismogenetico. Un ulteriore elemento di interesse in questo senso sarebbe cercare traccia nel record stratigrafico di eventi catastrofici passati, che hanno una registrazione nei cataloghi storici, ma il cui effetto non è stato indagato sulla base di evidenze significative di tipo geologico-marino.

b) potenziali effetti diretti o indiretti:

Il fatto che la faglia sia localizzata alla base di una scarpata molto acclive aumenta il rischio regionale legato alla presenza di questa struttura, in quanto le accelerazioni legate ad un possibile evento sismico potrebbero innescare movimenti di massa lungo la scarpata, ed eventualmente eventi di tsunami. Anche la morfologia della piattaforma continentale, soprattutto in corrispondenza della baia di Augusta, ove ha una morfologia ad imbuto ed una ampiezza fino a 7 km, sembra essere favorevole a fenomeni di amplificazione locale (Smedile et al., 2011). Del resto, nell'ultimo millennio sono stati registrati 3 eventi importanti di questo tipo (1908, 1693 e 1169). Le strutture più pericolose dal punto di vista sismogenico e tsunamigenico sembrano collocate però più al largo del limite orientale del Foglio (Polonia et al., 2012).

c) beni esposti agli effetti dell'evento:

La Fig.8 PC1_F32 indica il settore della costa della Sicilia Orientale prospiciente il punto di criticità descritto. Un ulteriore elemento di criticità è costituito dal fatto che sulla zona sono presenti insediamenti industriali a grande impatto ambientale che hanno causato problemi all'ambiente nel corso della loro vita produttiva. E' facile immaginare come un evento catastrofico che possa coinvolgere tali insediamenti possa creare danni irreparabili all'ambiente, non solo a livello locale.



Fig 2 PC1_F32- Tratto di costa della Sicilia orientale che potrebbe essere a rischio tsunami. In tratteggio rosso è indicata l'ubicazione approssimativa del punto di criticità F32_PC1.

d) tempi di ricorrenza e stato di attività presunto:

Se basiamo le nostre valutazioni sui cataloghi storici, i tempi di ricorrenza di un evento catastrofico (forte terremoto o tsunami) nell'area sono di 3 ogni millennio.

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

La situazione presente del tratto di costa prospiciente l'area in esame è molto simile a quella osservata in Turchia, nel Golfo di Izmit, l'estremo settore orientale del Mare di Marmara. Qui si è verificato nel 1999 un forte terremoto (Mw 7.4) che oltre a causare molte vittime, ha avuto come

epicentro una tra le zone più industrializzate di quel paese. Oltre ai danni immediati, legati alla distruzione e alle vittime, il fatto che siano state coinvolti stabilimenti a grande impatto ambientale come impianti petrolchimici, che hanno versato in mare notevoli quantità di inquinanti, ha causato danni all'ambiente difficilmente stimabili che si ripercuotono sulla salute e la qualità della vita delle popolazioni esposte.

f) dati disponibili nell'area:

Sono stati usati dati acquisiti per un progetto di Paleosismologia sottomarina dedicato allo studio degli effetti in mare dei numerosi tsunami storici e preistorici che hanno interessato la costa della Sicilia Orientale, con particolare riferimento all'evento del 1693 di Augusta (Smedile et al., 2011). Il set di profili sismici a riflessione ricompilato per il lavoro di sintesi sull'Arco Calabro di Polonia et al. 2011 include: dati di sismica profonda (linee CROP); profili sparker 30 kJ, acquisiti negli anni '70 (linee J), che hanno subito un *restyling* e una valorizzazione nell'ambito di questo lavoro; profili SBP chirp.

Sono inoltre disponibili molti dati di geologia e geofisica relativamente alla Rada di Augusta, che è stata recentemente oggetto di intensi studi interdisciplinari di geologia marina per pianificare la bonifica dagli inquinanti sversati dal polo petrolchimico.

I riferimenti sono, oltre ai rapporti tecnici di ICRAM che ha coordinato le attività:

Budillon, F., Ferraro, L., Hopkins, T.S., Iorio, M., Tonielli, R., Bellonia, A., D'Isanto, C., Scotto, P., 2005. Morphology and surface geology of the Augusta Bay (Eastern Ionian Sea): results of geophysical surveys. Geophysical Research Abstracts 7, 10128.

Di Leonardo, R., Bellanca, A., Capotondi, A., Cundy, A., Neri, R., 2007. Possible impacts of Hg and PAH contamination on benthic foraminiferal assemblages: An example from the Sicilian coast, central Mediterranean. Science of the Total Environment 338, 168-183.

Di Leonardo, R., Bellanca, A., Neri, R., Tranchida, G., Mazzola, S., 2009. Distribution of REEs in box-core sediments offshore an industrial area in SE Sicily, Ionian Sea: Evidence of anomalous sedimentary inputs. Chemosphere 77, 778-784.

Sono inoltre disponibili da bibliografia alcuni profili sismici a riflessione multicanale acquisiti durante la campagna oceanografica MESC2001 (Argnani et al., 2003; Argnani and Bonazzi 2005).

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

- Argnani, A. and Bonazzi, C. 2005. Tectonics of Eastern Sicily Offshore. *Tectonics*, 24, TC4009, doi:10.1029/2004TC001656.
- Budillon, F., Ferraro, L., Hopkins, T.S., Iorio, M., Tonielli, R., Bellonia, A., D'Isanto, C., Scotto, P., 2005. Morphology and surface geology of the Augusta Bay (Eastern Ionian Sea): results of geophysical surveys. *Geophysical Research Abstracts* 7, 10128.
- Di Leonardo, R., Bellanca, A., Capotondi, A., Cundy, A., Neri, R., 2007. Possible impacts of Hg and PAH contamination on benthic foraminiferal assemblages: An example from the Sicilian coast, central Mediterranean. *Science of the Total Environment* 338, 168-183.
- Di Leonardo, R., Bellanca, A., Neri, R., Tranchida, G., Mazzola, S., 2009. Distribution of REEs in box-core sediments offshore an industrial area in SE Sicily, Ionian Sea: Evidence of anomalous sedimentary inputs. *Chemosphere* 77, 778-784.
- Polonia A., Torelli L., Gasperini, F., Mussoni P., Artoni A., Klaeschen, D, (2011), The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation, and seismic hazard, *Tectonics*, 30, TC5018 DOI: 10.1029/2010TC002821
- Polonia A., L. Torelli, L. Gasperini and P. Mussoni (2012). Active faults and historical earthquakes in the Messina Straits area (Ionian Sea). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 1–18, 2012 www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/12/1/2012/doi:10.5194/nhess-12-1-2012
- Smedile, A, De Martini, PM, Pantosti, Bellucci, Del Carlo, Gasperini, Pirrotta, Polonia, A, Boschi, (2011), Possible tsunami signatures from an integrated study in the Augusta Bay offshore (Eastern Sicily-Italy) *MARINE GEOLOGY*, 281, 1-13 DOI: 10.1016/j.margeo.2011.01.002