

CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE

Istituto per l'Ambiente Marino Costiero

Calata porta di Massa, 80133 Napoli



Test di sismica marina multicanale ad alta risoluzione
"Porticciolo della Tonnara", Capo Granitola (TP)

TECHNICAL REPORT N. 04/IAMC/GF/2013



A cura di:

Tarallo Daniela¹, Giuseppe Cavuoto¹, Vincenzo Di Fiore¹, Michele Iavarone¹, Salvatore Mazzola^{1,2}, Nicola Pelosi¹, Paolo Scotto di Vettimo¹, Michele Punzo¹, Ines Alberico¹, Antonino Di Maria², Vincenzo Di Stefano², Mario Sprovieri², Giorgio Tranchida²

¹IAMC - CNR (Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, Napoli)

²IAMC - CNR (Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, Capo Granitola)

TECHNICAL REPORT N. 04/IAMC/GF/2013

Test di sismica marina multicanale ad alta risoluzione
"Porticciolo della Tonnara", Capo Granitola (TP)

”

Sommario

1. PREMESSA.....	1
2. STRUMENTAZIONE E METODOLOGIA DI ACQUISIZIONE.....	3
3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO e GEOMORFOLOGICO	7
4. ACQUISIZIONE DEI PROFILI SISMICI.....	12
5. ELABORAZIONE DATI SISMICI.....	18
5.1 Tomografia sismica a rifrazione	18
6. ANALISI e INTERPRETAZIONE DEI DATI	21
7. BIBLIOGRAFIA	23

1. PREMESSA

Il gruppo di geofisica dell'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del CNR, coordinato dal dott. Vincenzo Di Fiore, ha eseguito nello specchio d'acqua del "Porticciolo della Tonnara" antistante alla sede CNR-IAMC di Capo Granitola (TP) un test di sismica marina multicanale. Il team ha eseguito nei giorni 10 e 11 ottobre 2012 le operazioni di acquisizione di 4 profili sismici, di cui tre seriati, al fine di ottenere dati di tomografie sismiche a rifrazione elaborati mediante tecniche 2D e 3D.

L'indagine geofisica, che ha interessato la fascia batimetrica compresa tra -2 e -5m, ha previsto il posizionamento del cavo geofonico d'acquisizione (bay-cable) direttamente sul fondale del porticciolo allo scopo di valutare sia i limiti che le potenzialità del metodo, ma anche per definire i parametri di comportamento e i caratteri strutturali dei depositi marini recenti e di età quaternaria presenti nell'area.

La sperimentazione di tale tecnica, oltre a consentire l'acquisizione dei dati anche in termini di primi arrivi e di onde superficiali, ha permesso di elaborare modelli di velocità bidimensionale delle onde P ed S. Attraverso l'analisi del campo di variabilità, sono state dedotte utili informazioni sulla struttura del fondo mare sia in termini di geometrie che di caratteristiche elastiche del mezzo indagato.

Il gruppo di lavoro che ha partecipato all'acquisizione dei dati è composto da:

Componente	Qualifica	Attività
Dott. Salvatore Mazzola (1,2)	Direttore IAMC-CNR	
Dott. Vincenzo Di Fiore(1)	Ricercatore Geofisico, Responsabile scientifico	Acquisizione, elaborazione e interpretazione dati sismici
Dott. Nicola Pelosi(1)	Ricercatore	Acquisizione dati sismici e GPS
Dott. Giuseppe Cavuoto(1)	Ricercatore	Acquisizione e interpretazione dati sismici
Dott.ssa Ines Alberigo(1)	Ricercatore	Acquisizione dati sismici
Dott.ssa Daniela Tarallo(1)	Assegnista	Acquisizione ed elaborazione dati sismici
Dott. Michele Punzo(1)	CTER	Acquisizione ed elaborazione dati sismici
Paolo Scotto di Vettimo (1)	CTER	Acquisizione dati sismici
Michele Iavarone (1)	OPT	Acquisizione dati sismici
Antonino Di Maria (2)	CTER	Acquisizione dati
Vincenzo Di Stefano (2)	CTER	Acquisizione dati
Dott. Mario Sprovieri (2)	Ricercatore	Acquisizione dati
Dott. Giorgio Tranchida (2)	Ricercatore	Acquisizione dati

(1) Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, sede di Napoli, Calata Porta di Massa, int. Porto di Napoli – 80133 Napoli.

(2) Istituto di per l'Ambiente Marino Costiero, sede di Capo Granitola (TP), Via del Mare, 3 91021 Torretta Granitola - Fraz. di Campobello di Mazara (TP)

2. STRUMENTAZIONE E METODOLOGIA DI ACQUISIZIONE

La strumentazione utilizzata per l'acquisizione del profilo sismico può essere suddivisa in 4 unità principali: a) sistema d'acquisizione dati, b) sistema di trasduzione, c) sistema di immagazzinamento dati e d) sistema di energizzazione.

Figura 1. Sistema di acquisizione dati costituito da sismografi Geode.



a) Il *sistema di acquisizione dati* è costituito da sismografi modulari GEODE della Geometrics 24 canali (figura 1). Il Geode è un sismografo a 24 bit ad elevata dinamica (144 dB di range dinamico totale - 105 dB istantanei), ampia banda d'ingresso (1.75 Hz - 20 kHz), con passo di campionamento da 0.02 ms a 16 ms, che amplifica e digitalizza il segnale ricevuto dagli idrofoni e lo invia

all'unità d'immagazzinamento dati. Ogni modulo è estremamente compatto (27 x 25 x 18 cm - circa 3 Kg) e può essere configurato da 3 a 24 canali. Più moduli geode possono essere collegati in serie da cavi di interfaccia digitali in modo da costituire sistemi fino a 1000 canali. Ogni modulo è alimentato autonomamente con batterie esterne da 12 Volt, con un consumo ridotto grazie ad un efficiente sistema di stand-by.

b) Il *sistema di trasduzione* è costituito da tre cavi sismici marini (bay cable) da 24 canali. Gli idrofoni (figura 2) (o geofoni a pressione) utilizzati sono dei sensori piezoelettrici che hanno la proprietà di dare luogo ad una differenza

Figura 2. Idrofono. Al cavo sismico (in giallo) sono stati legati, in corrispondenza di ogni idrofono, dei maniglioni di 300 g. per meglio favorirne la discesa in profondità.



di potenziale elettrico proporzionale alla pressione istantanea dell'acqua. Questa differenza di potenziale generata è a sua volta proporzionale alla velocità di spostamento delle particelle d'acqua messe in movimento dal segnale acustico. Sono stati impiegati sensori con frequenza naturale di 10 Hz interdistanziati di 2,5 m. Per l'acquisizione della linea 4, i tre cavi, sono stati adagiati sul fondale e sono stati uniti in modo tale da realizzare un'unica linea idrofonica da 72 canali complessivi. I segnali elettrici uscenti dagli idrofoni vengono inviati tramite i cavi sismici (streamer), nel quale sono incorporati, ad un sismografo che li digitalizza consentendone la successiva acquisizione. Parte integrante del sistema di traduzione ed acquisizione sono anche i cavi di interfaccia digitale per connessione tra i moduli geode.



Figura 3. Sistema di registrazione: i dati di campagna vengono monitorati in tempo reale per controllarne la qualità.

c) Il *sistema d'immagazzinamento dati* è rappresentato da un PC (figura 3). Il PC, collegato tramite rete locale Ethernet ai 3 Geodi, svolge il compito di archiviare i dati digitalizzati provenienti dai Geodi (in formato seg-2), di gestire i parametri d'acquisizione e consente di valutare interattivamente la qualità dei dati acquisiti.

d) Il *sistema di energizzazione* è costituito da una sorgente sismica Watergun SODERA Modello S-15 di 0.24 l. di volume (figura 4) ed alimentato da bombole ad aria compressa. La sorgente utilizza aria compressa per immettere energia nell'acqua circostante. Presenta una sola camera in pressione, quella superiore. La camera inferiore è aperta ed a contatto con l'acqua. Al momento dello sparo, il movimento verso il basso del pistone provoca l'espulsione dell'acqua ed una successiva implosione con conseguente generazione dell'impulso acustico, virtualmente privo dell'effetto bolla e con un contenuto maggiore in alte frequenze.

Dato che l'acquisizione è stata realizzata in due giornate, l'esatto posizionamento dei profili tra loro è stato garantito dall'utilizzo di Sistemi Satellitari e GPS attraverso i quali è stato possibile riallinearsi allo stendimento acquisito il giorno precedente.

Alla fine della prima giornata lavorativa, inoltre, sono stati lasciati in mare lungo il profilo boe e gavitelli. Tali segnali sono stati utilizzati per marcare ulteriormente alcune posizioni cardine dello stendimento, quali, prima ed ultima posizione di scoppio e primo ed ultimo idrofono di ogni cavo sismico.

Durante l'indagine sono state impiegate due squadre; una ha operato alla stazione di controllo alla quale viene inviato l'input per lo shot e in cui si controllano e si registrano i dati ricevuti; l'altra invece ha operato sul gozzo per la gestione delle operazioni in mare (energizzazione, posizionamento e recupero del cavo sismico).

3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO e GEOMORFOLOGICO

Il Porticciolo della Tonnara è ubicato nella parte sud-occidentale della Sicilia, nel settore costiero a sud di Mazara del Vallo compreso fra l'abitato di Torretta Granitola e il capo Granitola (Fig.6). Le litologie affioranti nel territorio a sud di Mazara del Vallo sono costituiti da sedimenti marini di tipo calcarenitico, ben stratificati e disposti a monoclinale e immergenti di pochi gradi (5° - 10°) verso SW, conosciuti in letteratura come "Calcareniti di Marsala".

Questa successione, datata al tardo Pleistocene inferiore, poggia trasgressivamente su di un basamento di depositi più antichi, affioranti esclusivamente a NW di Mazara del Vallo sulle rive del fiume Delia (Fig.7).

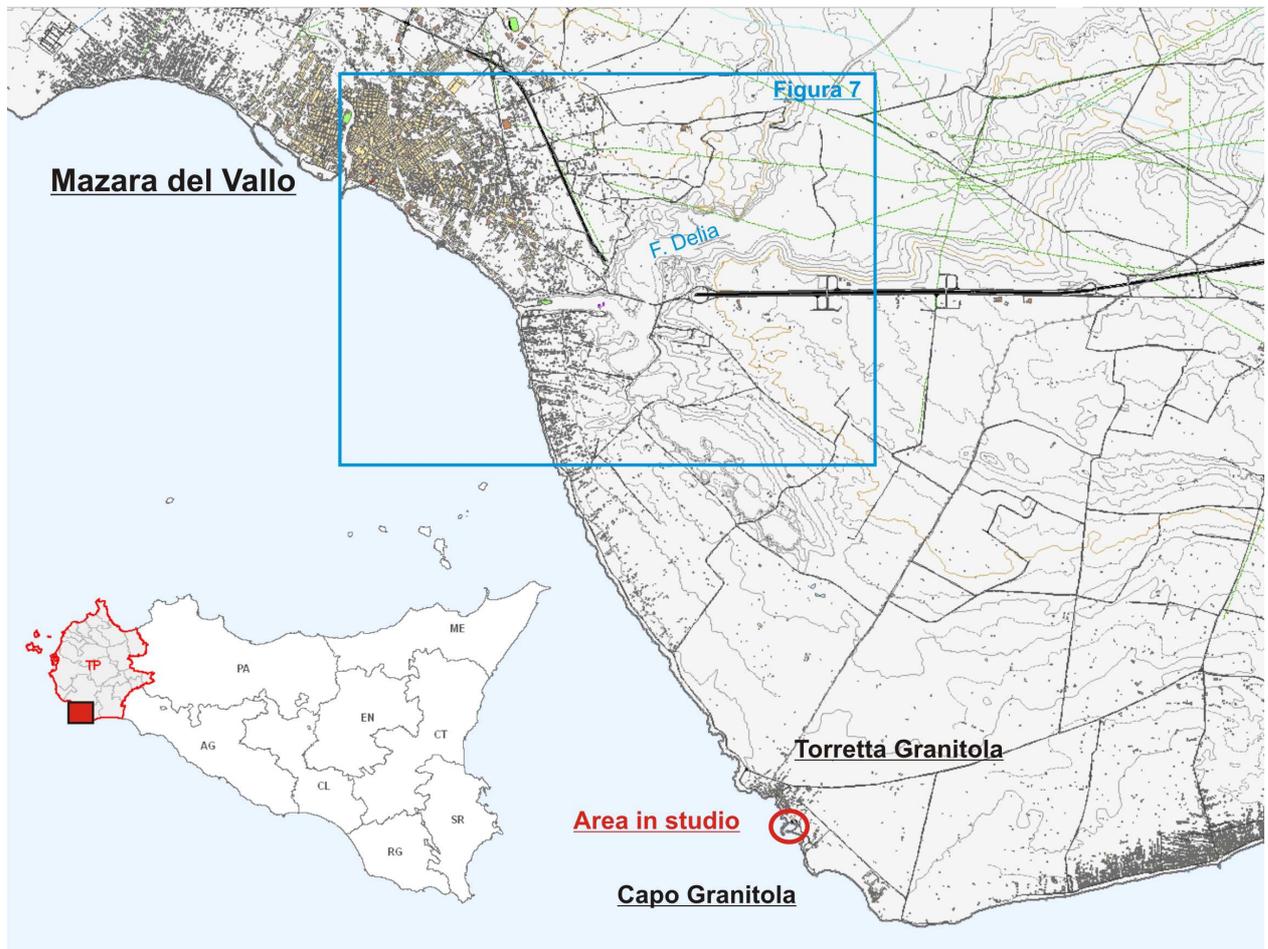


Figura 6. Inquadramento geografico dell'area in studio e posizione relativa dello stralcio geologico di figura 7.

Dal punto di vista tessiturale, i depositi calcarenitici sono caratterizzati dalla presenza di abbondanti bioclasti, talvolta anche di notevoli dimensioni (*Ostree*, *Pecten*, *Gasteropodi*) e rari livelli argilloso-sabbiosi di spessore decimetrico. Localmente sono ricoperti da pochi metri di depositi superficiali caratterizzati da una matrice sabbioso-argillosa con dispersi frammenti di calcareniti

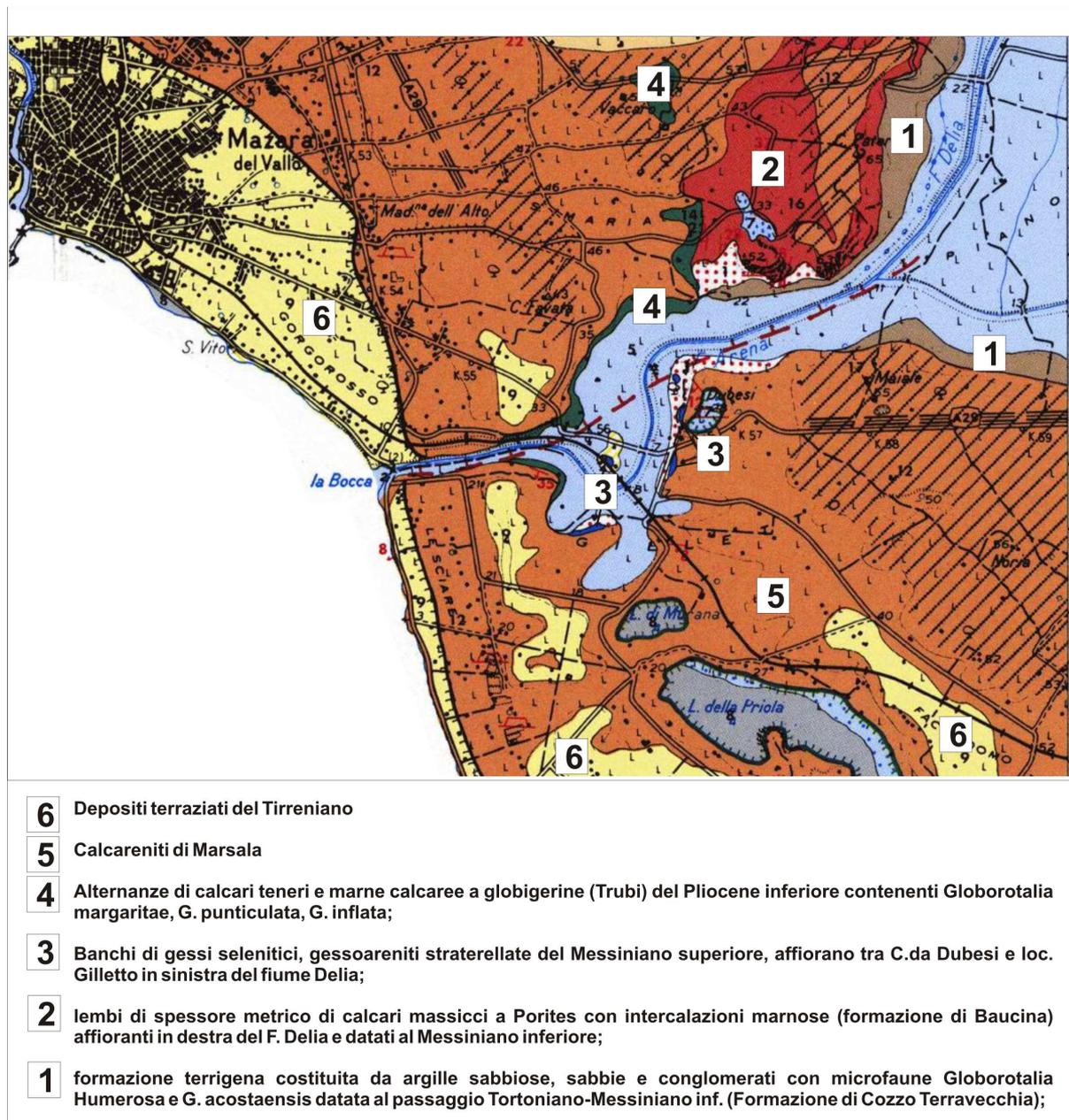


Figura 7. Carta geologica del tratto di costa a SW di Mazara del vallo (stralcio modificato del Foglio 617 "Marsala"- D'Angelo & Vernuccio, 1992).

scarsamente coesivi di colore rossastro. Dal punto di vista petrografico le Calcareniti di Marsala possono essere classificate come sono calcareniti bioclastiche ben stratificate a grana medio-fine con colorazioni variabili dal

giallo al rosa al rossastro, la cui tessitura è granulo-sostenuta con pochissima matrice carbonatica e la frazione organogena rappresenta circa il 96.4% dei grani (frammenti di alghe rosse, di aculei di echinidi, vermetidi e lamellibranchi) mentre soltanto il 3.6% dei grani è costituito da quarzo e da grani carbonatici (Zimbardo, 2011).

I più antichi depositi osservabili nell'area del F. Delia con discrete esposizioni costituiscono una successione costituita, a partire dal basso, da:

- una formazione terrigena costituita da argille sabbiose, sabbie e conglomerati con microfaune *Globorotalia Humerosa* e *G. acostaensis* datata al passaggio Tortoniano-Messiniano inf. (Formazione di Cozzo Terravecchia);
- in discordanza stratigrafica seguono lembi di spessore metrico di calcari massicci a *Porites* con intercalazioni marnose (formazione di Baucina) affioranti in destra del F. Delia e datati al Messiniano inferiore;
- banchi di gessi selenitici, gessoareniti straterellate del Messiniano superiore, affiorano tra C.da Dubesi e loc. Gilletto in sinistra del fiume Delia;
- alternanze di calcari teneri e marne calcaree a globigerine (Trubi) del Pliocene inferiore contenenti *Globorotalia margaritae*, *G. punctulata*, *G. inflata*;
- e infine da argille sabbiose di colore grigio a *Hyalinea Baltica* che in un sondaggio eseguito a nordovest di Mazara presso C. da Bianca (Ruggieri et al., 1975), sono state intercettate a circa 30 m di profondità al di sotto della plaga calcarenitica.

Dal punto di vista geomorfologico, il settore in cui ricade l'area in studio è caratterizzato da un esteso tavolato costiero debolmente inclinato verso mare che risulta bruscamente interrotto, in corrispondenza della linea di costa, da tratti di falesia generalmente acclivi ed elevati di pochi metri (circa 3-10 m) sul livello del mare. Le porzioni più interne del tavolato calcarenitico, sono state interessate nel passato da intensi episodi di carsismo epigeo legato alla dissoluzione dei gessi del Miocene superiore (Trevisan, 1938; Ruggieri et al.,



Figura 8. Forme di dissoluzione impostate in diversi settori dell'areale di affioramento delle Calcareniti di Marsala.

1975). La dissoluzione carsica è testimoniata da numerose forme a contorno ellittico, sub-ellittico leggermente elongate in direzione NW-SE con profilo concavo e depresso localmente riempiti dalla falda affiorante le cui pareti calcarenitiche presentano una fitta copertura a macchia mediterranea (Lago Murana, Priola, Gorghi).

La distribuzione di queste forme è arealmente limitata ad un settore posto in sinistra del F. Delia, a circa 1,5 - 2 km dall'attuale linea di costa, anche se localmente esistono depressioni carsiche anche in aree prossime alla costa (evidenziate con il cerchio giallo in Fig.8).

Quest'ultima si sviluppa in senso NW-SE e sebbene nella plaga calcarenitica siano presenti vistose eteropie laterali e verticali e tratti a differente cementazione, il suo profilo di erosione è pressochè rettilineo con modesto

sviluppo di spiagge sabbiose e ciottolose. Questo implica una generale bassa sinuosità della linea di costa fino all'abitato di Torretta Granitola, dove l'andamento della linea di costa è molto più articolato dal succedersi di piccole baie, spiagge di fondo baia (*pocket beach*) e promontori isorientati impostatesi, generalmente, lungo le linee principali di fratturazione (circa NW-SE e NE-SW) del banco roccioso che è interessato da cavità, crolli e a luoghi presenta anche aree e segni di intensa attività estrattiva. Infatti, nonostante le Calcareniti di Marsala abbiano caratteristiche di ridotta resistenza, per l'elevato rapporto resistenza/peso dell'unità di volume e per la ridotta conducibilità termica, sono state nel passato e recentemente utilizzate come materiale da costruzione.

4. ACQUISIZIONE DEI PROFILI SISMICI

Il rilievo sismostratigrafico è stato soprattutto progettato col fine di ottenere la caratterizzazione dinamica dei depositi marini recenti e di età quaternaria e di fornire indicazioni sulle geometrie relative e sulla morfologia del fondale allo scopo di ottenere maggiori informazioni dell'assetto stratigrafico-strutturale dell'area in esame.

A differenza delle prospezioni sismiche marine di tipo convenzionale che registrano solo onde compressive, o onde P, l'indagine è stata progettata in modo tale da registrare anche le onde di taglio, o onde S. Ciò ha permesso una caratterizzazione sismica completa in cui è possibile, conoscendo le velocità delle onde P ed S, definire i moduli elastici dinamici delle litologie che caratterizzano il fondale. Per tale motivo il bay-cable, nei quattro profili acquisiti, è stato adagiato sul fondale dato che le onde S non si propagano nei fluidi (Figura 10).

Vista la logistica del sito è stata utilizzata un'imbarcazione come supporto della sorgente, mentre la strumentazione di registrazione è stata collocata a riva. Gli idrofoni sono stati allineati sul fondale grazie all'utilizzo di "linee di fede", che fungono da guide.

Sono stati eseguiti 4 profili sismici, di cui tre serati e paralleli alla costa e uno perpendicolare ad essa (Figura 9). In particolare il profilo numero 1 (rosso) ha una lunghezza di 67.5m, il profilo 2 (verde) di 90m, il profilo 3 (giallo) di 67.5m e il profilo 4 (in blu) di 177.5 m, per un totale di di 402.4 m di linee sismiche acquisite. La geometria d'acquisizione per i profili 1-2 e 3, ha previsto l'impiego di uno stendimento di 24 idrofoni con spaziatura regolare di 2,5 metri, ed sono state svolte energizzazioni esterne allo stendimento idrofonico regolarmente spaziate ogni 2,5 m ed interne allo stendimento in corrispondenza del 1°, 8°, 16°, e 24° idrofono. Per il profilo 4 è stato invece utilizzato un allineamento costituito da 72 idrofoni, con iterdistanza di 2.5 m. Per ogni posizione di energizzazione la pressione di esercizio è stata di circa 100 bar.

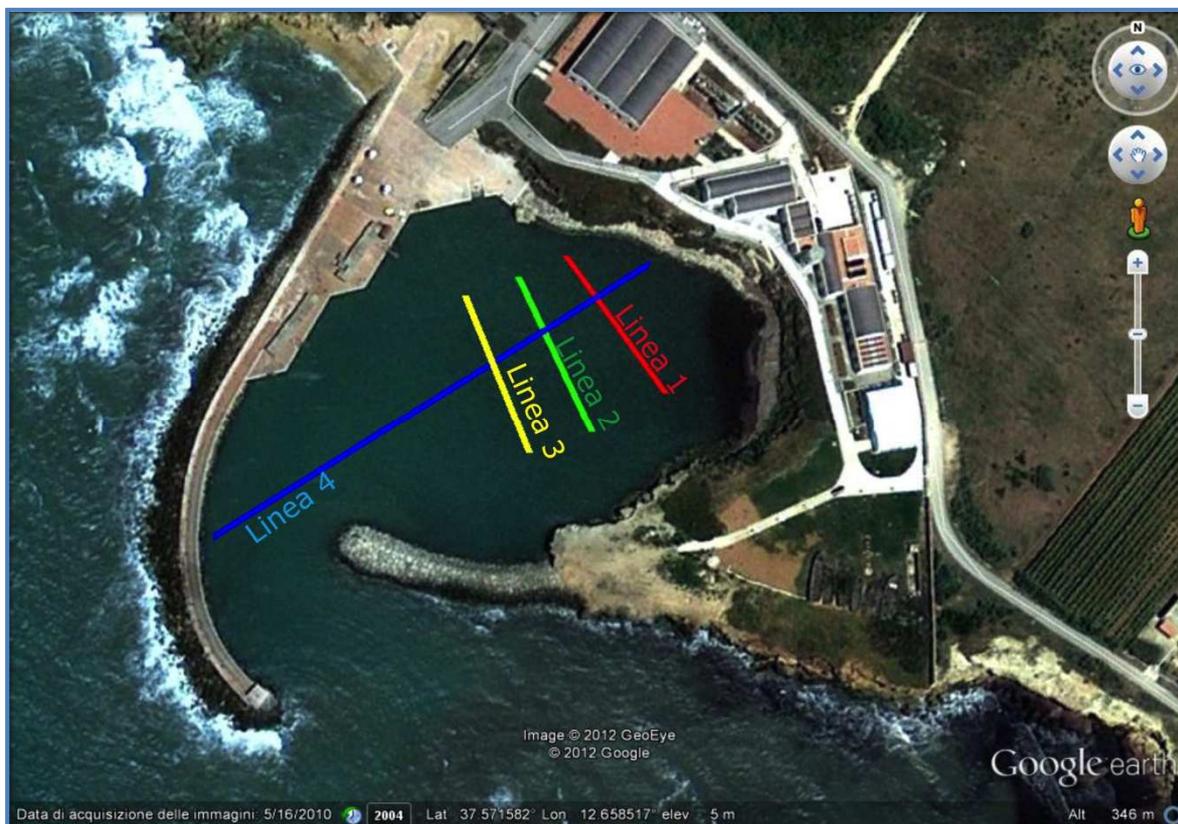


Figura 9 Immagine di Google Earth dell'area di Capo Granitola (TP) e localizzazione delle linee sismiche acquisite. La linea 1 (rosso), linea 2 (verde) e la linea 3 (giallo) sono parallele alla costa, mentre la linea 4 (blu) è perpendicolare.

La tabella 1 riporta in sintesi i dati più significativi delle geometrie di acquisizione.

	Data	Lunghezza	Numero canali	Numero shots	Distanza Intergeofonica	Intervallo campionamento	Finestra temporale	Pressione d'esercizio
LINEA 1	10/10/12	67.5 m	24	13	2.5 m	1 ms	2 s	100 bar
LINEA 2	10/10/12	90 m	24	22	2.5 m	1 ms	2 s	100 bar
LINEA 3	10/10/12	67.5 m	24	24	2.5 m	1 ms	2 s	100 bar
LINEA 4	11/10/12	177.5 m	72	35	2.5 m	1 ms	2 s	100 bar

Tabella 1. Geometrie di acquisizione delle linee sismiche acquisite

La geometria d'acquisizione utilizzata, consentendo un fitto campionamento spaziale e temporale in un ampio intervallo di offset, ha permesso una

ricostruzione di dettaglio delle geometrie del bedrock sismico e dell'accumulo di sedimenti di copertura all'interno dell'area indagata.

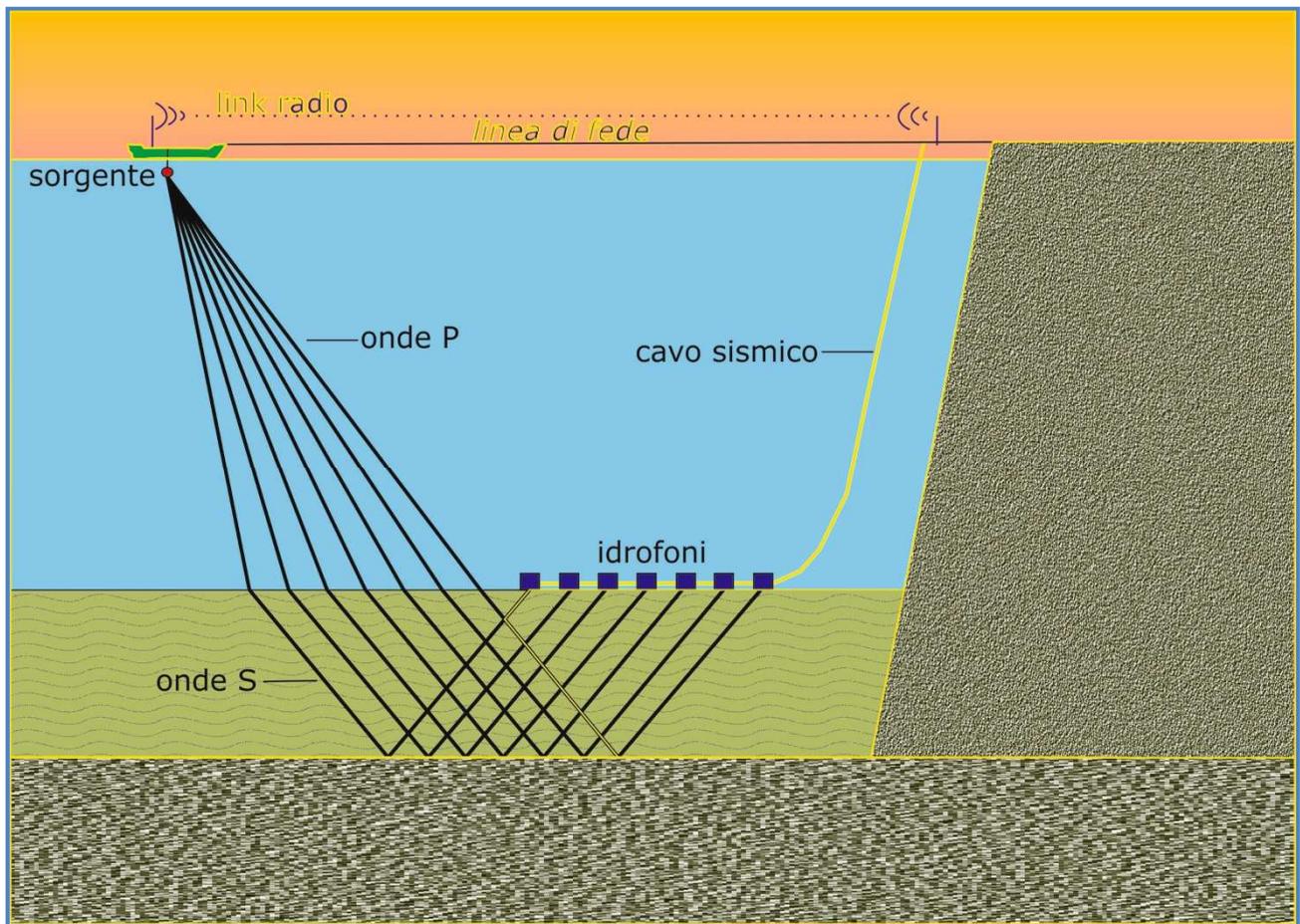


Figura 10. Modello schematico della configurazione sorgente/ricevitori.

Le operazioni effettuate nel corso dell'acquisizione possono essere riassunte sinteticamente alle seguenti fasi:

FASE 1. Preparazione della strumentazione (sorgente, ricevitori) e installazione della "linea di fede" (Figura 11).



Figura 11. Organizzazione e mobilizzazione della strumentazione (A). Inizio stesura delle "linee di fede" utilizzando un'imbarcazione e operatori subacquei (A,B,C,D,E).

FASE 2. Calata in mare degli idrofoni dal gozzo secondo l'allineamento garantito dalla linea di fede con assistenza di operatori subacquei. Montaggio sulla riva del sistema di acquisizione e di registrazione ed allestimento sul gozzo del sistema di energizzazione (Figura 12). Gli idrofoni sono adagiati sul fondo del mare ad una profondità che varia da 1 metro a 2.8 metri. Le

energizzazioni sono state eseguite ad una profondità di 0.5 metri dalla superficie del mare.



Figura 12. Alcune fasi dell'acquisizione. A-B) Montaggio sulla riva del sistema di acquisizione; C) Calata in mare degli idrofoni assistita da operatori subacquei; D) Squadra impegnata sul gozzo nell'allestimento del "gun controller".

FASE 3. Acquisizione di una delle linee sismiche (figura 13). Assicurati con l'imbarcazione alla linea di fede si procede con le energizzazioni e la registrazione dei dati.



Figura 13. Acquisizione linea sismica. A) Controllo e registrazione dei dati; B) Assicurati alla "linea di fede" si procede con l'energizzazione.

5. ELABORAZIONE DATI SISMICI

5.1 Tomografia sismica a rifrazione

Le zone di transizione marino-costiere, le aree alluvionali o vulcaniche sono generalmente caratterizzate dalla presenza di terreni sciolti e forti variazioni geometriche latero-verticali, che si ripercuotono sul campo di velocità del sottosuolo in questi casi estremamente variabile.

I metodi sismici convenzionali per l'investigazione del sottosuolo si basano su modelli del terreno costituiti da strati regolari e con proprietà elastiche costanti e, di conseguenza, soffrono dell'eventuale presenza di variazioni laterali e di inversione di velocità. Le prospezioni sismiche a rifrazione classiche, implicano un sottosuolo suddiviso in strati secondo superfici di discontinuità orizzontali, inclinate o variamente irregolari, in cui in ogni strato la velocità delle onde sismiche è rigorosamente costante.

Il metodo si basa sull'assunzione che l'onda elastica si rifrange quando incontra un contrasto di velocità positivo. Inoltre, affinché vi sia rifrazione è necessario che il contrasto di velocità sia ben marcato e che lo spessore dello strato sia almeno $\frac{1}{4}$ della lunghezza d'onda del segnale. È poi necessario acquisire almeno due profili (diretto e coniugato), anche se spesso due soli profili non sono sufficienti a distinguere se la variazione di pendenza sulla curva dei tempi indichi il passaggio di strato oppure la presenza di eterogeneità laterali.

Quindi la sismica a rifrazione tradizionale fornisce solo un modello medio del campo di velocità e delle geometrie. Ciò potrebbe rappresentare una eccessiva semplificazione nel caso sia richiesta una particolare accuratezza, come nei problemi di calcolo della risposta sismica locali con modellizzazione 2D e 3D.

Con l'introduzione nel campo della geofisica di tecniche di tomografia sismica, si risolve il problema delle eterogeneità laterali del sottosuolo. Queste, infatti, vengono messe in evidenza grazie alla ricostruzione di un modello di velocità molto più dettagliato.

La tomografia sismica a rifrazione è una tecnica di prospezione sismica che permette di definire un modello bi-dimensionale del sottosuolo, grazie all'individuazione delle anomalie di velocità di propagazione delle onde sismiche.

Questa tecnica possiede un potere risolutivo nettamente superiore agli altri metodi convenzionali (prospezioni classiche a rifrazione), i quali si basano sul modello di un sottosuolo costituito da strati regolari e con proprietà elastiche costanti, e che di conseguenza risultano inadeguati quando si è in presenza di forti variazioni laterali della velocità o inversioni di velocità con l'aumentare della profondità, cioè in presenza di situazioni geologicamente complesse, come nel caso di zone vulcaniche e depositi alluvionali.

Lo scopo principale nella tomografia sismica è l'inversione in due dimensioni dei tempi di viaggio delle onde sismiche nei mezzi eterogenei, allo scopo di determinarne la lentezza (l'inverso della velocità) di propagazione nei differenti mezzi. Nei problemi di inversione tomografica si tratta la lentezza, e non la velocità, in quanto le equazioni pertinenti al problema sono lineari in termini di lentezza (Berryman, 1990).

La tomografia sismica discretizza un campo di velocità in una maglia costituita da piccole celle a velocità o gradiente costante. La dimensione delle celle della maglia e, di conseguenza, la risoluzione del modello di velocità dipende dalla geometria di acquisizione (numero di energizzazioni e numero di ricevitori) e dalla copertura del raggio. Maggiore è il numero di raggi che si incrociano maggiore è la probabilità di ottenere una soluzione stabile. Poiché la copertura del raggio diminuisce con l'aumentare della profondità, anche la significatività del modello di velocità diminuisce con la profondità (Stefani, 1995). Generalmente, la massima profondità che può essere investigata dal metodo tomografico è pari a $1/3 - 1/4$ della lunghezza del profilo.

La prima fase di elaborazione è consistita nella lettura sul sismogramma dei primi arrivi, legati alla velocità e alla profondità dei riflettori. In figura 11 è mostrato un esempio di shot usato per la lettura dei tempi dei primi arrivi. Questa operazione ci permette di definire le dromocrone, diagrammando i tempi di arrivo in funzione della distanza (Figura 15).

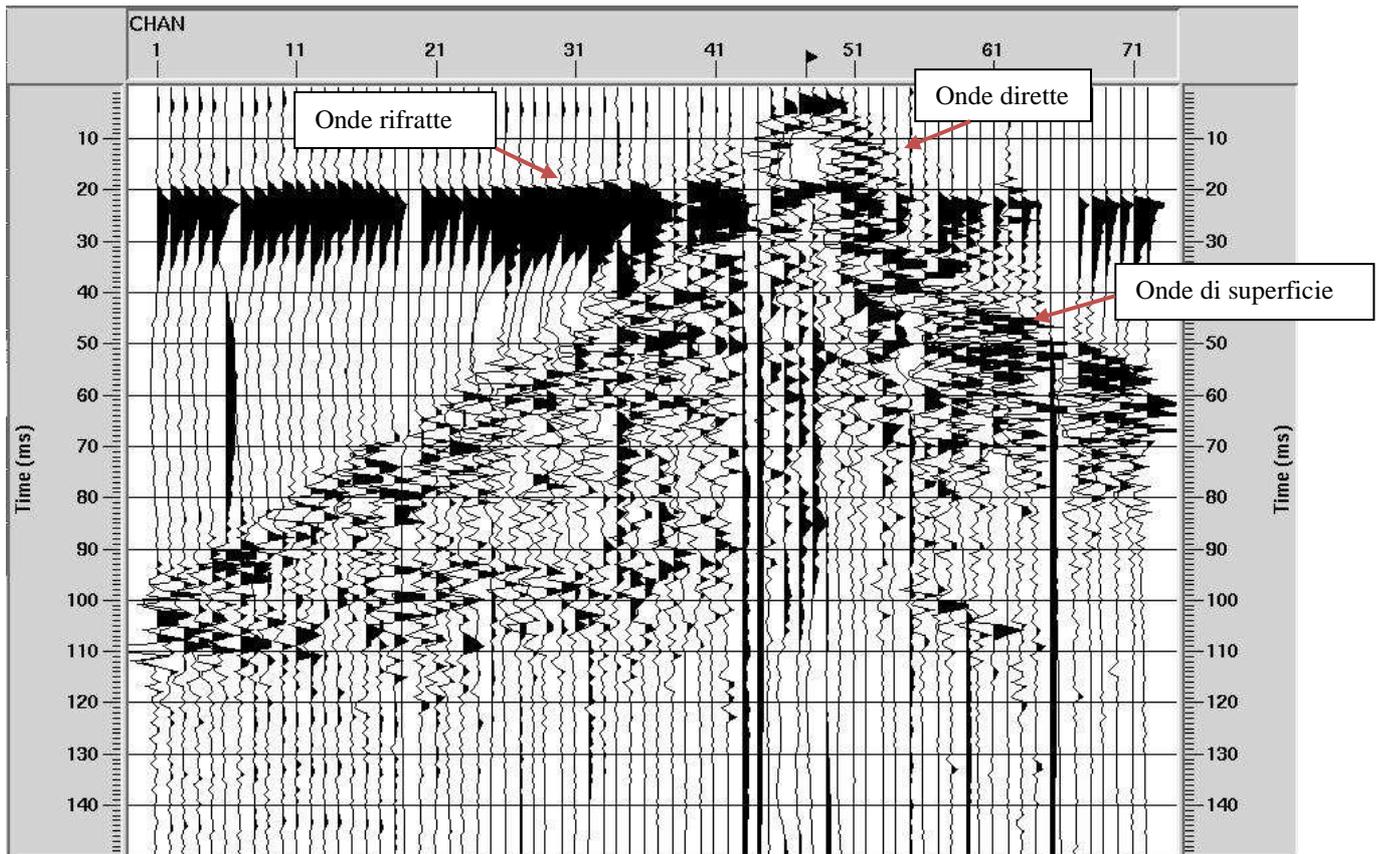


Figura 14. Esempio di shot correlato utilizzato per la lettura dei primi arrivi.

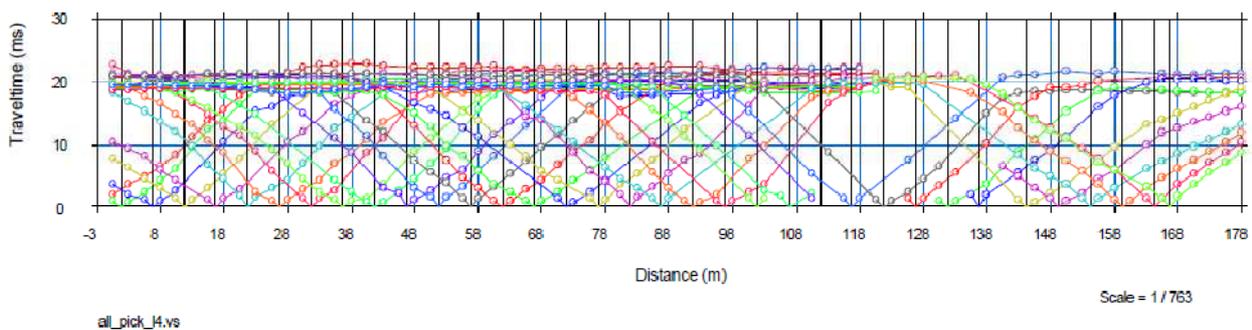


Figura 15. Dromocrone relative al profilo 4.

Una volta definite le dromocrone si è creato un modello iniziale di velocità, che rispecchi il più possibile la struttura dell'area di studio; si definisce cioè, in base allo studio della pendenza delle dromocrone, il numero di strati (ognuno caratterizzato da una determinata velocità, che a sua volta dipende dalla pendenza della dromocrona), e indicativamente lo spessore di ogni strato.

6. ANALISI e INTERPRETAZIONE DEI DATI

Sulla base delle velocità individuate dall'analisi delle dromocrone, è stato scelto per il nostro profilo un modello iniziale multi-stratificato con un aumento graduale di velocità con la profondità da 900 m/s a 5000 m/s.

Dal modello iniziale di velocità, si è eseguita l'inversione tomografica con un algoritmo di minimi quadrati non lineare, poiché il tempo di percorrenza e il tragitto del raggio dipendono entrambi dalla stessa incognita: la velocità.

I risultati di una delle linee acquisite, presentati in questo rapporto, sono stati ottenuti in prima approssimazione, utilizzando un lieve livello di smoothing nell'algoritmo di inversione. Ovviamente i modelli ottenuti risultano di buona attendibilità, ma un ulteriore affinamento consentirebbe un recupero di incertezza seppur minima.

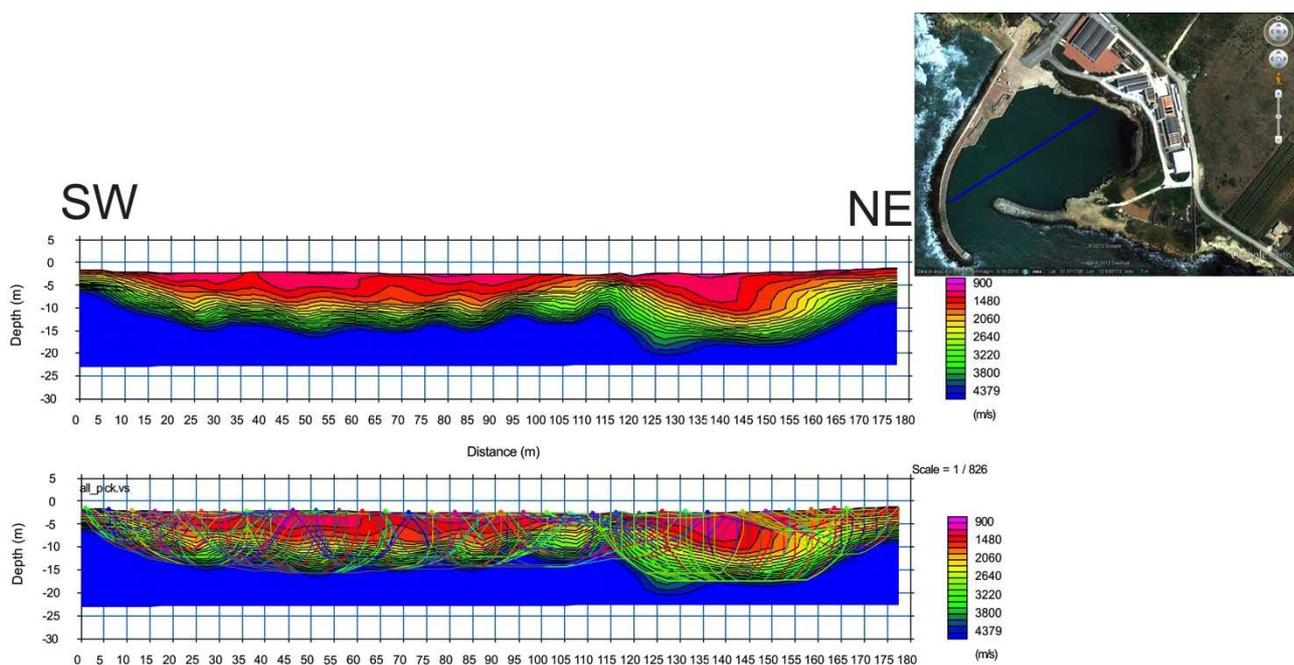


Figura 16. Tomogramma delle velocità delle onde P relativo alla linea 4.

I modelli 2D di velocità così ottenuti risaltano la presenza di significative differenze nei valori di V_p ottenuti e di articolazione dei vari sismostrati. In maniera esemplificativa verrà descritto il modello 2D più completo ossia quello ottenuto dal profilo 4 (Figura 16) in quanto oltre a raggiungere le massime profondità di investigazione, illustra le geometrie dei sismostrati in maniera più articolata e completa.

Il primo sismostrato è sempre caratterizzato dai più bassi valori di velocità con un gradiente che varia da 900 m/s in superficie fino a 1400-1500 m/s; esso è contenuto all'interno di due concavità a differente ampiezza, di cui quella verso terra (NE) accoglie gli spessori maggiori valutabili in 5-8 m. Al suo interno possono essere distinte piccole lenti caratterizzate da velocità inferiori a 1000 m/s.

Il secondo sismostrato è caratterizzato da valori di velocità più elevati ed un gradiente che varia da 2060 m/s a 3800 m/s; tra le progressive 45-110 m presenta una profondità della superficie basale all'incirca costante (circa -12/13 m) ed una morfologia di letto alquanto articolata a differenza di quanto rilevato tra le progressive 120 e 160m.

Il terzo sismostrato è marcato da valori più elevati di velocità, in genere maggiori di 4000 m/s. Il suo limite superiore si approfondisce da SW verso NE, dove raggiunge le massime profondità attestandosi tra i -15/-20m di profondità.

La taratura e l'interpretazione del profilo è stata eseguita con l'ausilio di osservazioni dirette del fondale da cui deriva che il campo di velocità del primo elettrostrato, può essere riferito a sedimenti prevalentemente sabbiosi, da parzialmente saturi a saturi e di spessore molto variabile. Le zone con i valori velocità più bassi sono da legare alla presenza di sedimenti aggregati in lenti con granulometria e porosità relativamente diverse rispetto allo strato inglobante. Il rilievo diretto ha potuto verificare che localmente livelli alternati di sabbie e di residui di posidonia completamente saturi e/o sabbie limose fini sono accumulate in maniera differenziale all'interno di piccole concavità contenute in sedimenti sabbiosi più grossolani e/o meno saturi.

Il consistente aumento della rigidità dei materiali che occorre al passaggio tra il primo e il secondo elettrostrato è probabilmente correlabile al passaggio tra i sedimenti sabbiosi e la porzione più superficiale dell'ammasso calcarenitico (e.g. Calcareniti di Marsala), che spesso in media 5 m, raggiunge velocità delle onde p maggiori di 3000 m/s.

Le ondulazioni asimmetriche presenti tra le progressive 25 e 100m, sono probabilmente da porre in relazione a linee di fratturazione ad andamento NW-

SE analoghe a quelle esposte lungo la porzione della falesia posta in prossimità del molo di sottoflutto.

7. BIBLIOGRAFIA

BERRYMAN J. G., (1990) - *Stable iterative reconstruction algorithm for nonlinear travelttime tomography*- Inverse Problems 6, 21-42.

D'ANGELO U., VERNUCCIO S. (1992) - *Carta geologica del Foglio 617 "Marsala" scala 1:50.000* - In Bollettino Società Geologica Italiana, Vol. 113, Roma.

RUGGIERI G., UNTI A., UNTI M. E MORONI M.A. (1977) - *La calcarenite di Marsala (pleistocene inferiore) e i terreni contermini* - Estratto dal Bollettino Società Geologica Italiana, 94,1623-1655, 2 ff. Roma.

ZIMBARDO M. (2011) - *Influenza del fabric e del bonding sullo stato critico e sullo snervamento delle calcareniti*. Meccanica Dei Materiali E Delle Strutture, Dipartimento di Ingegneria Civile, Ambientale ed Aerospaziale - DICA, Vol.2, N°1. PP.74-100.