



## Progetto MARINE HAZARD

***Sviluppo di tecnologie innovative per l'identificazione, monitoraggio, remediation di sorgenti di contaminazione naturale e antropica.***

### Deliverable report

A cura di: Massimo Contiero (1) Salvatore Passaro (1), Stella Tamburrino (1), Mattia Vallefuoco (1), Marco Sacchi (1), Emmagiovanna D'Acunzo (2), Mauro Caccavale (1,4), Antimo Guarino (1), Daniela Salvagio Manta (3), Enza Maria Quinci (3), Mario Sprovieri (3), Michele Iavarone (1)

- 1) Ismar (Istituto di Scienze Marine) CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche), Calata Porta di Massa – Interno Porto, 80133 Napoli
- 2) Ismar (Istituto di Scienze Marine) CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche), Area della Ricerca di Roma 2 - Tor Vergata, Via del Fosso del Cavaliere 100, 00133 Roma
- 3) IAS (Istituto per lo studio degli impatti Antropici e Sostenibilità in ambiente marino), CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche), via del Mare n. 3 - 91021 Torretta Granitola (TP)
- 4) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Sezione Osservatorio Vesuviano (OV), Via Diocleziano 328, 80125, Napoli, Italy

NOME DELIVERABLE	Report relativo all'esplorazione di sismica a riflessione effettuata sul Palinuro Seamount				
N° DELIVERABLE	1.2.2	N° OR	1	N° WP	2
NOME TASK	Attività 1.2.2 Esplorazione sismica a riflessione				
DATA AVVIO	00/00/0000	DATA CONSEGNA	00/00/0000	STATO DI AVANZAMENTO	100%
DESCRIZIONE					
CRITICITA'					
SUGGERIMENTI PER IL RAGGIUNGIMENTO DEL DELIVERABLE					



# Report relativo all'esplorazione di sismica a riflessione effettuata sul Palinuro Seamount

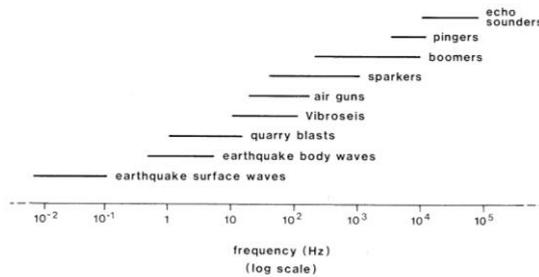
## Sommario

<b>Prospezioni sismiche .....</b>	<b>3</b>
<b>Sorgenti acustiche .....</b>	<b>3</b>
<b>Geometrie di acquisizione .....</b>	<b>5</b>
<b>Dati disponibili e interpretazione .....</b>	<b>15</b>
<b>Sismica a riflessione monocanale.....</b>	<b>15</b>
<b>Profili sismici “chirp” .....</b>	<b>17</b>
<b>Interpretazione di Profili chirp sul Seamount Palinuro.....</b>	<b>19</b>
<b>Profilo sismico multicanale .....</b>	<b>23</b>

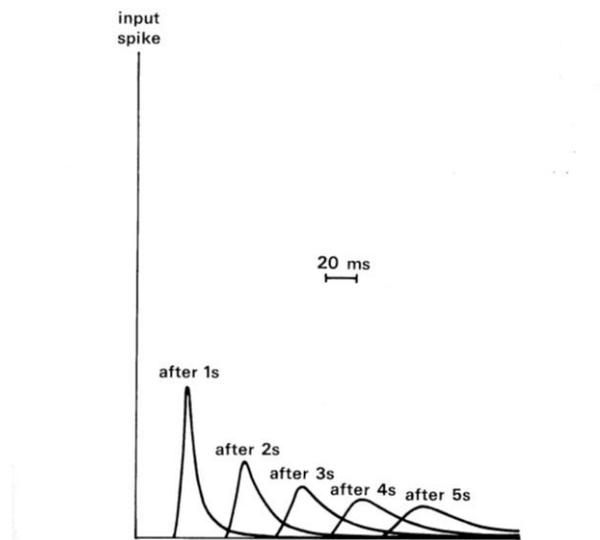
## Prospezioni sismiche

### Sorgenti acustiche

In figura 1 viene raffigurato lo spettro in frequenza delle sorgenti acustiche utilizzate in sismica. L'impulso ideale deve essere breve nel tempo e grande in ampiezza e facilmente ripetibile. Le sorgenti sismiche solitamente contengono energia in un range di frequenza tra 1 e 100 Hz e man mano che si propagano l'attenuazione riduce l'energia nel terreno (Fig.2); la maggior parte dei profili di sismica a riflessione commerciali è realizzato con l'utilizzo di sorgenti caratterizzati da range di frequenza fra 5 Hz e 15 kHz.

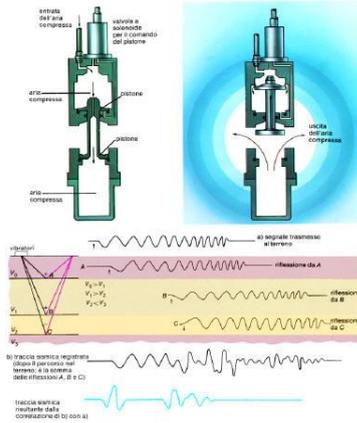


**Fig. 1: Spettro acustico delle sorgenti sismiche.**



**Fig. 2: Progressiva variazione della forma dell'impulso, durante la sua propagazione attraverso il terreno, dovuta all'assorbimento.**

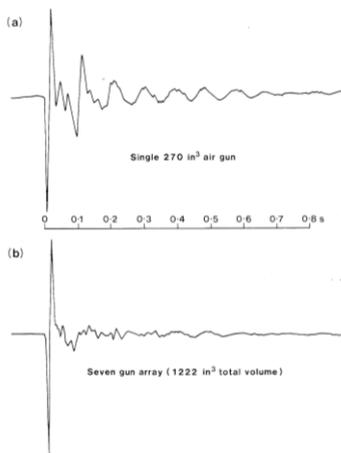
Le sorgenti utilizzate differiscono se le prospezioni devono tenersi in ambiente subaereo o marino. Nel primo caso, vengono utilizzati esplosivi (piazzati alla base dello strato aerato) oppure dei Vibroseis, ossia dispositivi vibranti solidali al terreno. Le sorgenti marine più efficaci sono di tipo acustico, come ad esempio cannoni ad aria compressa (Air Guns fig.3) che rilasciano una bolla d'aria ad alta pressione che oscilla, con un'emissione di energia che è funzione della dimensione della camera di compressione.



**Fig. 3: Sezione e funzionamento di un air gun per generare onde sismiche. La sorgente viene armata (a sinistra) comprimendo aria; il movimento del pistone verso l'alto (a destra) provoca la fuoriuscita dell'aria compressa che genera onde di compressione.**

Le sorgenti sismiche sono comunemente impiegate in array di più elementi di diverse dimensioni al fine di ottenere diversi periodi di pulsazione. L'impulso primario interviene in maniera costruttiva, mentre la pulsazione della bolla interviene in maniera distruttiva: in questo modo viene aumentata l'energia dell'impulso primario e modulata la forma d'onda (fig. 4).

Anche per l'acquisizione del segnale di ritorno bisognerà differenziare tra ambiente subaereo e marino. I geofoni, difatti, registrano i movimenti del terreno e li convertono in segnale elettrico tramite il movimento di una spira tra due magneti e, il potenziale così generato è proporzionale alla velocità delle onde nei vari mezzi. In ambiente marino gli idrofoni sono formati da elementi piezoelettrici che registrano le variazioni di pressione. Gli idrofoni vengono collocati in cavi detti 'streamer'; per i quali viene garantita la galleggiabilità grazie ad un opportuno fluido "inerte" dal punto di vista dell'assorbimento acustico. Generalmente ogni idrofono può registrare solo il movimento verticale, ma esistono versioni a 3 componenti che registrano un movimento verticale e due movimenti orizzontali ortogonali (necessari qualora si vogliano registrare le onde di taglio).



**Fig. 4: Confronto tra il segnale prodotto da un singolo airgun (a) (con un picco di pressione a 4.6 bar) e un array di 7 (b) airgun (con un picco di pressione a 19.9 bar). Si noti come nel secondo caso viene soppresso l'effetto della pulsazione della bolla.**

## Geometrie di acquisizione

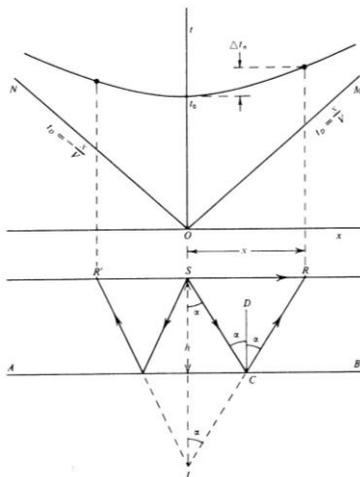
La disposizione reciproca di sorgente e ricevitori viene detta geometria di acquisizione. La disposizione più semplice è quella per cui ogni geofono restituisce una traccia. Generalmente, più ricevitori vengono raggruppati e le tracce di acquisizione vengono sommate per migliorare il rapporto segnale/disturbo, grazie alle interferenze distruttive che caratterizzano il rumore incoerente. Array con spaziatura maggiore restituiscono immagini di qualità più elevata, ossia un rapporto segnale/disturbo più elevato.

Dopo aver effettuato lo “shot”, la registrazione delle tracce viene visualizzata in termini di offset (distanza lineare sorgente-ricevitore) riportato sull'asse delle ascisse rapportati al tempo che il fascio acustico impiega per viaggiare nel sottosuolo e tornare in superficie al ricevitore (tempo doppio, o “two-way travel time”). Gli eventi su questi record possono essere categorizzati utilizzando una varietà di attributi come la coerenza, l'ampiezza, la forma dell'onda ed il ‘moveout’, ossia la variazione del tempo di percorrenza dei raggi di un evento in relazione all'offset. Ogni riflessione, ad esempio un punto di riflessione da un'interfaccia orizzontale, viene campionato più di una volta dagli array. Ci si riferisce a questo punto di riflessione come ad un CDP (Common Depth Point).

Il moveout (per un dato offset  $x$ ) è definito come la differenza in termini di tempi di percorrenza tra il fascio acustico all'offset 0 e quello all'offset  $x$  (fig. 6):

$$\text{moveout} = dT_x = T_0 - T_x$$

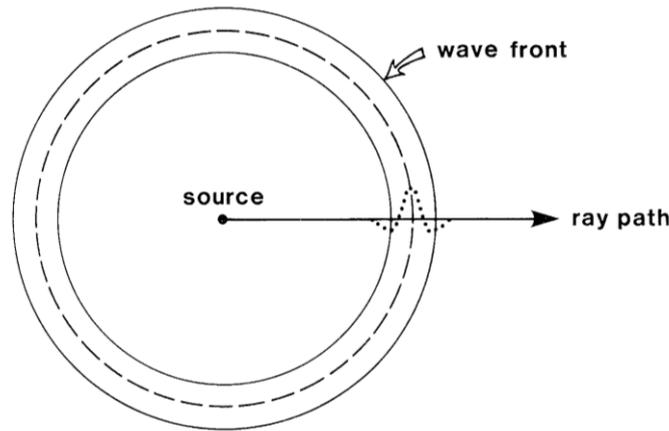
Il *moveout* è un attributo importante dell'evento sismico, in quanto la forma della ‘curva di moveout’ dipende dalla geometria dei percorsi relativi dei fasci acustici. Ne consegue che il *moveout* aiuta a discriminare gli eventi, come ad esempio riflessioni e rifrazioni, in quanto le prime avranno una curva di moveout iperbolica, mentre le seconde avranno un andamento lineare.



**Fig. 6: Geometria e curva di percorrenza per un riflettore orizzontale.**

Le forme d'onda possono essere quindi rappresentate in 2 modi: diagrammi con fronti d'onda (fig. 7), che indicano la posizione e la forma del fronte d'onda ad ogni istante, ma non forniscono informazioni sul

tragitto dall'onda fino al punto d'indagine; diagrammi a raggi che non hanno un significato fisico, ma sono comodi per comprendere il concetto e descrivono il percorso del fronte d'onda nel tempo e ne collegano le posizioni successive.



**Fig. 7: Relazione tra il percorso del raggio ed il fronte d'onda associato.**

Al momento dello scoppio, in un terreno omogeneo e isotropico, vengono generati tre tipi di onde: onde P ed onde S denominate 'Body Waves' e le 'Onde di Superficie'. Le onde P (primary) dette anche longitudinali o di compressione prendono il loro nome dal fatto che solitamente arrivano per prime al ricevitore; il secondo tipo di *body waves*, le S (*secondary*), vengono anche dette trasversali o di taglio e non si propagano nei fluidi. In un mezzo omogeneo e isotropico infinito esisteranno solo le body waves, ma nella realtà, in un mezzo che non si estende all'infinito in tutte le direzioni vengono generate anche le onde di superficie ed esse vengono confinate nelle vicinanze di una delle superfici che delimitano il mezzo. Le onde di superficie più importanti nella sismica per le esplorazioni sub-superficiali sono le onde di Rayleigh, anche denominate 'ground roll'. Le onde di Reileigh viaggiano lungo la superficie della Terra e sono una combinazione di movimenti longitudinali e trasversali, con un'ampiezza che decresce esponenzialmente con la profondità.

La velocità delle onde P ed S può essere calcolata in base alla variazione dei tempi di arrivo ai ricevitori posti ai vari offset e l'ampiezza delle onde decresce all'aumentare dell'offset a causa della dispersione, ossia della diffusione di energia su una superficie maggiore.

Nell'ipotesi di un terreno elasticamente omogeneo, l'arrivo diretto viene rappresentato, in termini di percorso del raggio, con un andamento lineare tra la sorgente ed il ricevitore (fig. 8); i tempi di arrivo possono essere così facilmente calcolati come

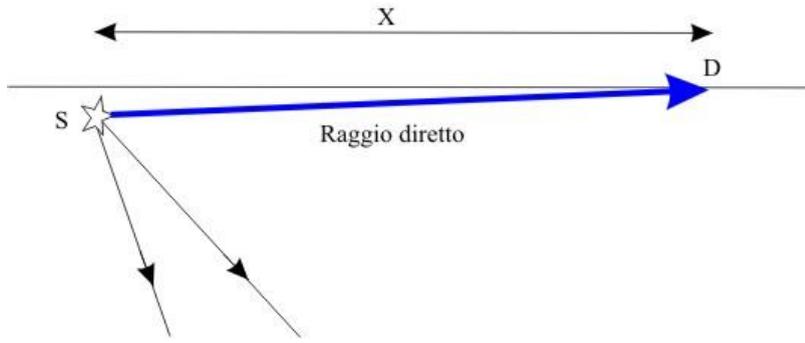
$$T_x = x/V_1 \quad (\text{eq. 1})$$

con:

$T_x$  = tempo di arrivo al ricevitore con offset  $x$

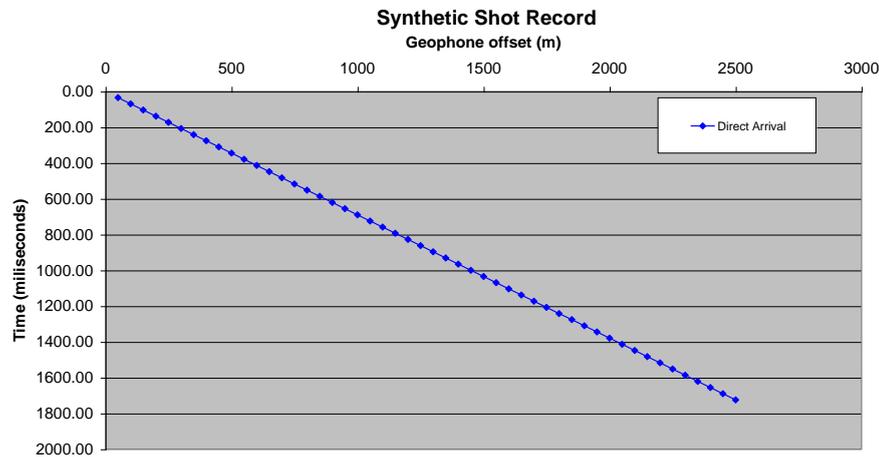
$x$  = offset del ricevitore espresso in metri

$V_1$  = velocità del primo substrato espresso in m/s.

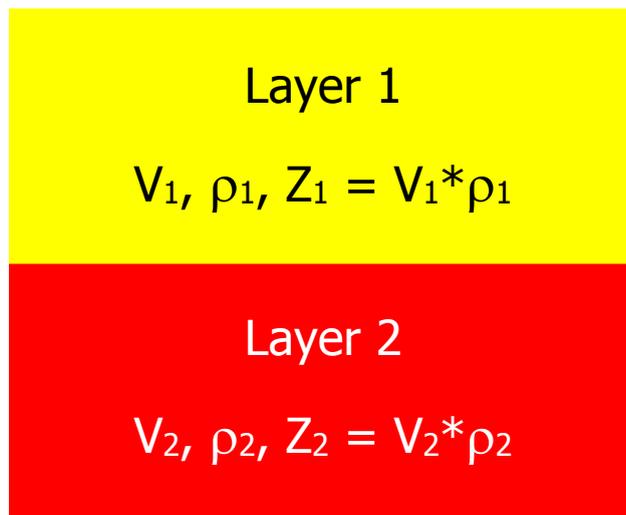


**Fig. 8: Percorso del raggio diretto.**

L'equazione 1 descrive una retta con gradiente  $V_1$  con tempo di arrivo dell'onda all'offset 0 pari a zero, con conseguente passaggio della retta per l'origine (ossia la sorgente S) e, come accennato in precedenza, con moveout lineare (Fig. 9).



**Fig. 9: Curva di moveout per l'arrivo diretto.** Essa è rappresentata da una retta passante per l'origine. Nel caso di un sottosuolo stratificato a due strati orizzontali (caso più semplice), avremo un'interfaccia orizzontale di separazione, una velocità  $V_1$  ed una densità  $\rho_1$  costanti e con  $V_2 > V_1$  (Fig. 10).



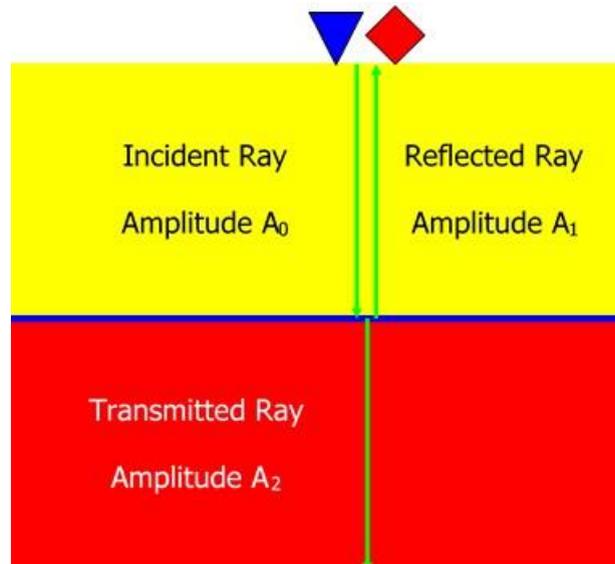
**Fig.10: Caso di sottosuolo a 2 strati separati da un'interfaccia orizzontale.**

Nella maggior parte delle applicazioni di sismica a riflessione saremo interessati alle sole onde P, con la necessità di sopprimere sia le onde S che quelle di superficie.

Definendo impedenza acustica il prodotto della densità per la velocità:

$$Z_i = V_i * \rho_i .$$

Ne deriva che i due strati che stiamo considerando sono caratterizzati da una variazione di impedenza all'interfaccia. Consideriamo un'onda di compressione incidente ortogonalmente sull'interfaccia e avremo che una parte di energia verrà riflessa verticalmente verso la superficie ed una parte verrà trasmessa nel mezzo più profondo (fig. 11): idealmente l'ampiezza incidente dovrebbe essere pari alla somma dell'ampiezza riflessa e dell'ampiezza trasmessa.

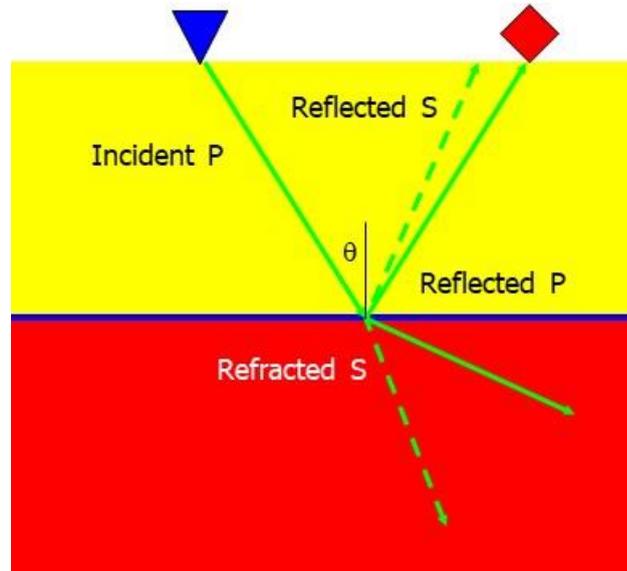


**Fig.11: Caso di sottosuolo a 2 strati con raggio incidente ortogonale all'interfaccia.**

La quantità di energia riflessa è detta 'coefficiente di riflessione' associato all'interfaccia: esso è pari a

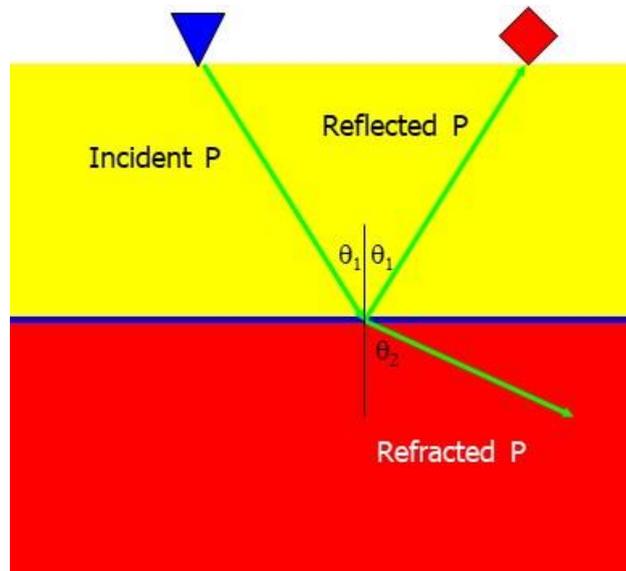
$$R = (Z_2 - Z_1) / (Z_2 + Z_1) = A_1 / A_0$$

e teoricamente esso dovrebbe essere compreso tra -1 ed 1, (in realtà varia tra -0.2 e 0.2). Maggiore sarà R e più grande risulterà l'energia riflessa (minore, quindi, quella trasmessa).



**Fig.12: Caso di sottosuolo a 2 strati e raggio incidente obliquo all'interfaccia.**

Nel caso in cui l'onda incida con percorso obliquo rispetto all'interfaccia (Fig. 12) avremo un'energia riflessa ed una rifratta sotto forma di onda P, mentre una parte subirà una conversione in energia riflessa e rifratta sotto forma di onde S. Le relative ampiezze vengono descritte dalle equazioni di Zoepritz e dipendono dall'angolo di incidenza. L'energia convertita in onde S aumenta all'aumentare dell'angolo di incidenza. In generale, per la sismica a riflessione interessa l'energia P riflessa, mentre la parte rifratta (a parte specifiche applicazioni) viene solitamente considerata come rumore.



**Fig. 13: Geometria dei raggi riflessi e rifratti.**

La geometria delle onde riflesse e rifratte viene descritta dalla legge di Snell (Fig. 13) che asserisce che per tutti i raggi la quantità  $\sin\theta/V$  resta costante; nel nostro caso dunque, definendo  $\sin\theta_1/V_1 = \sin\theta_2/V_2$  e, ricavando  $\sin\theta_2 = \sin\theta_1 * V_2 / V_1$ , possiamo dire che se  $V_2 > V_1$  il raggio rifratto si allontana dalla normale

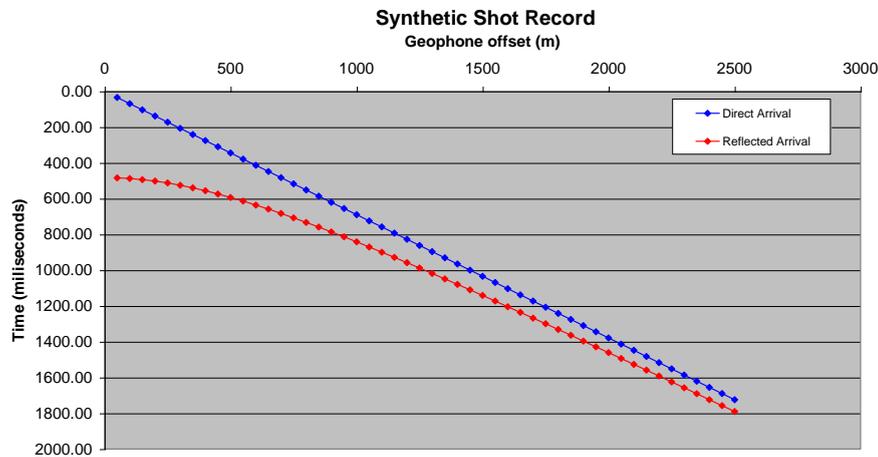


all'interfaccia e se  $V_2 < V_1$  il raggio rifratto si avvicina alla normale all'interfaccia. Un'ovvia considerazione derivante dalla legge di Snell è che l'angolo di incidenza è uguale all'angolo di riflessione nel caso di interfaccia orizzontale. Il raggio riflesso dunque viaggia fino all'interfaccia nel punto medio tra sorgente e ricevitore (Fig. 5 a b e fig. 6) e l'angolo di incidenza/riflessione aumenta all'aumentare dell'offset. Il raggio per l'offset 0 ha un tempo di percorrenza pari a  $T_0 = 2Z/V_1$  con  $Z$  pari alla profondità del riflettore e  $T_0$  pari al TWT (Two-way travel time), ossia il tempo che impiega il raggio a toccare l'interfaccia e tornare al punto con offset 0.

Per gli altri ricevitori (con offset diverso da 0) la relazione che fornisce il TWT è

$$T_x = [T_0^2 + (x^2/V_1^2)]^{1/2}$$

La curva relativa a questo tempo di percorrenza descriverà un'iperbole che interseca l'asse dei tempi in  $T_0$  (Fig. 14).



**Fig. 14: Curve di moveout per l'arrivo diretto e riflesso.**

Un fenomeno piuttosto diffuso nella sismica a riflessione è quello delle 'multiple' ossia riflessioni che rimbalzano più di una volta. Tale fenomeno si verifica quando le onde sismiche attraversano mezzi caratterizzati da una grande variazione dell'impedenza acustica. Nel caso di prospezioni marine appare chiaro che il fondo del mare è il più importante generatore di riflessioni multiple poiché le onde sismiche attraversano due mezzi, acqua e sedimento, il cui contrasto di impedenza è importante. Il riconoscimento di una riflessione multipla è tuttavia piuttosto semplice e, a brevi linee, mostra nella traccia sismica caratteri distintivi, come ad esempio la riflessione regolarmente localizzata ad una profondità doppia rispetto al primo riflettore. Inoltre, il falso riflettore segue la morfologia del fondo ma ne amplifica le pendenze, per cui l'orizzonte si sovrappone ai segnali reali sottostanti.

Un raggio rifratto viene a formarsi solo per uno specifico angolo di incidenza chiamato 'angolo critico'  $i_c$ . Se l'angolo di incidenza è maggiore di  $i_c$  tutta l'energia viene riflessa. I raggi rifratti viaggiano lungo l'interfaccia con velocità  $V_2$  e generano le cosiddette 'head waves' che tornano in superficie risalendo sempre con un'angolazione pari ad  $i_c$  (Fig. 15).

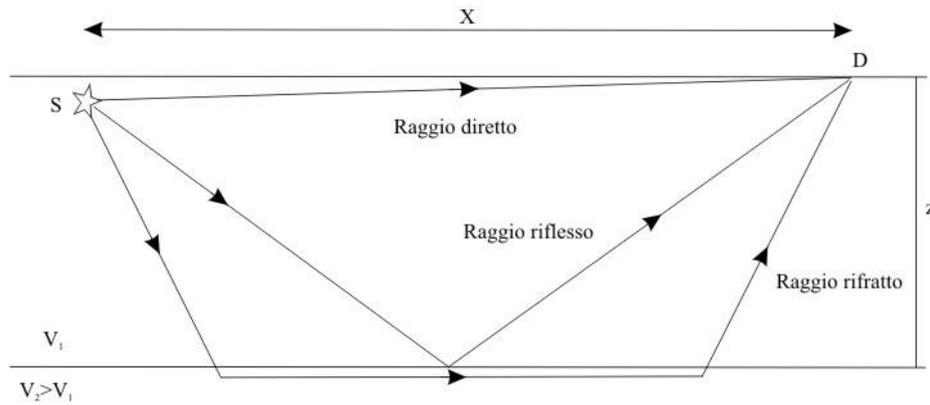


Fig. 15: Percorsi dei raggi diretto, riflesso e rifratto in un sottosuolo a 2 strati con interfaccia orizzontale.

Le 'head waves' in termini di raggi hanno dunque una geometria complessa e anche la velocità alla quale viaggiano è complessa da calcolare. Considerando una geometria semplice, la curva rappresentativa nello spazio T-X è una retta che non passa per l'origine, descritta dall'equazione  $T_x = (x/V_2) + (2Z \cos(i_c)/V_1)$ , ha quindi inclinazione pari a  $V_2$  e tempo intercetto (ossia il valore di t che intercetta la retta qualora essa venisse prolungata fino all'asse delle ordinate) pari a  $t_i = 2Z \cos(i_c)/V_1$  (Fig. 16).

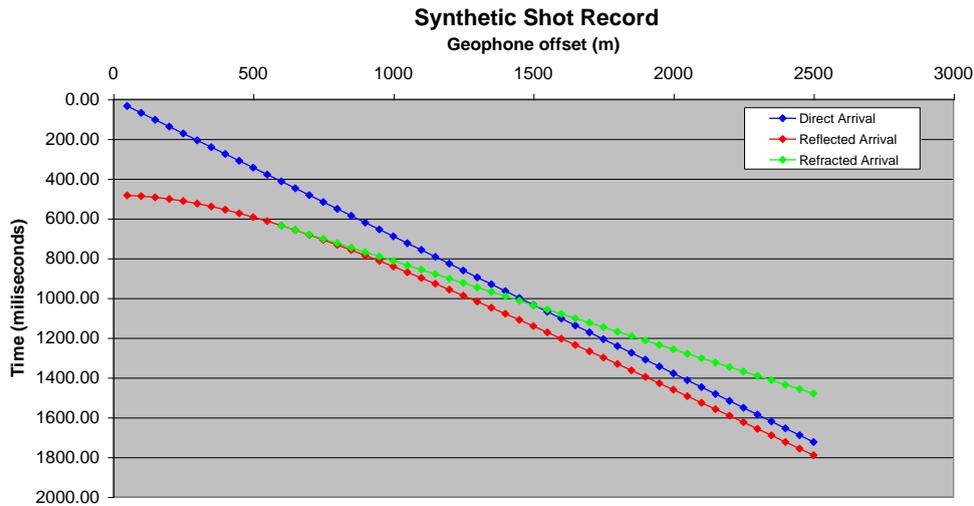


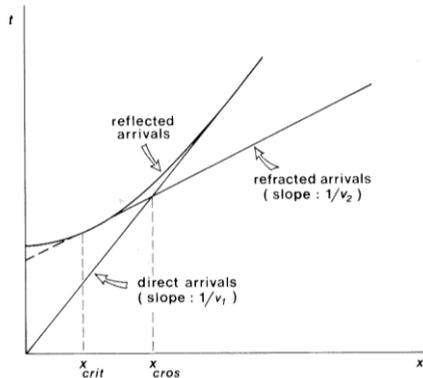
Fig. 16: Curve di moveout per l'arrivo diretto, riflesso e rifratto.

Se l'angolo di incidenza è minore di  $i_c$  non c'è rifrazione critica, quindi non c'è generazione di 'head waves'. La distanza minima alla quale queste ultime vengono registrate viene definita come 'distanza critica', ovvero:

$$x_{crit} = 2Z[(V_2/V_1)^2 - 1]^{1/2}$$

In questo caso, le onde riflesse e rifratte seguono lo stesso percorso. Inoltre, ad una certa distanza, detta di crossover, gli arrivi rifratti sono i primi arrivi (questo dipende dal fatto che le onde rifratte, viaggiando per un certo tratto a velocità  $V_2 > V_1$ , dopo una certa distanza, superano gli arrivi diretti che viaggiano sempre a velocità  $V_1$ ) (Fig.17) e l'espressione che definisce questa distanza è la seguente

$$x_{cross} = 2Z[(V_2 + V_1)/(V_2 - V_1)]^{1/2}$$



**Fig. 17: Curve percorrenza per i raggi diretto, riflesso e rifratto nel caso di 2 strati con interfaccia orizzontale.**

In presenza di una discontinuità intervengono le diffrazioni; in quanto le discontinuità laterali si comportano come dei punti sorgente e le onde generate hanno piccole lunghezze d'onda rispetto alle lunghezze d'onda dominanti nei dati sismici (decine o centinaia di metri). Le onde di diffrazione hanno grandi ampiezze e ampi *moveout* iperbolici. Tuttavia, sono difficili da distinguere dalle riflessioni, ma distinguibili in quanto il *moveout* di una diffrazione è il doppio rispetto a quello di una riflessione per cui, generalmente, i tempi di percorrenza più brevi derivano da situazioni di diffrazione.

Nel caso di suolo con più strati caratterizzato da interfaccia inclinate e velocità variabili all'interno delle singole unità stratigrafiche sarà necessario sostituire nelle equazioni il valore medio della radice quadrata delle velocità  $V_{rms}$  (Fig. 18). Quindi

$$T_0 = 2Z_n / V_{rms} \text{ e } T_x^2 = T_0^2 + x^2 / V_{rms}^2$$

con  $Z_n$  pari alla profondità dell'*n*-esima interfaccia. La  $V_{rms}$  è definita come:

$$V_{rms} = \left[ \frac{\sum V_i^2 t_i}{\sum t_i} \right]^{1/2}$$

con:

$V_i$  = intervallo di velocità dell'*i*-esimo strato

$t_i$  = tempo di transito attraverso l'*i*-esimo strato.

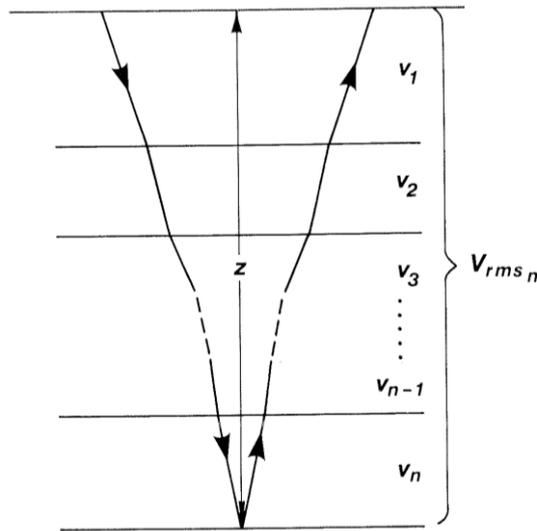


Fig. 18: Percorso complesso di un raggio attraverso un terreno a più strati.

Nel caso di orizzonti inclinati, come ad esempio se ne riscontrano in un bacino sedimentario sottoposto ad una subsidenza, oppure per la presenza di features che incrociano obliquamente lo strato oggetto di studio, oppure per la presenza di faglie, non avremo più un CDP, ovvero un punto in comune per le riflessioni che risaliranno ai ricevitori (Fig. 19), ma potremo definire adesso un CMP, ossia un 'Common Midpoint'. La curva di moveout sarà ancora un'iperbole, ma l'apice non si troverà più sotto la sorgente e l'equazione tempo-distanza includerà un termine legato all'inclinazione dello strato; inoltre i tempi di percorrenza saranno maggiori per una superficie che si immerge (*downdip*) e più piccoli per una superficie risalente (*updip*).

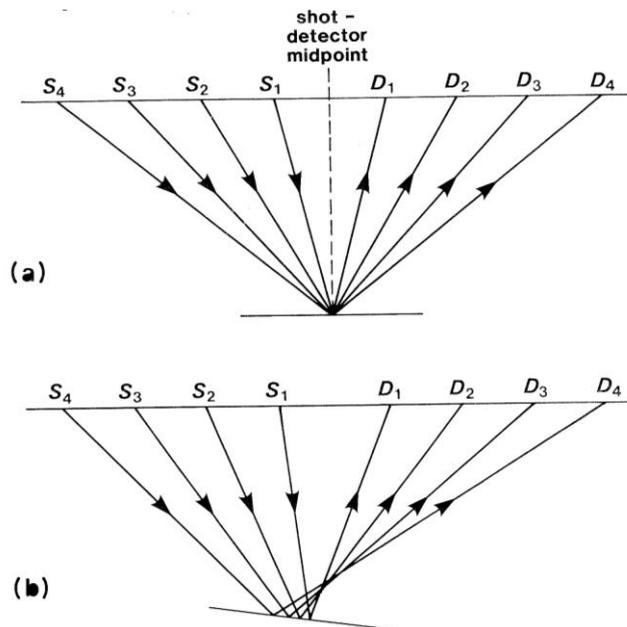
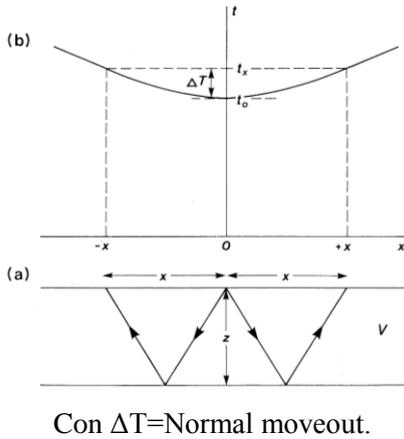


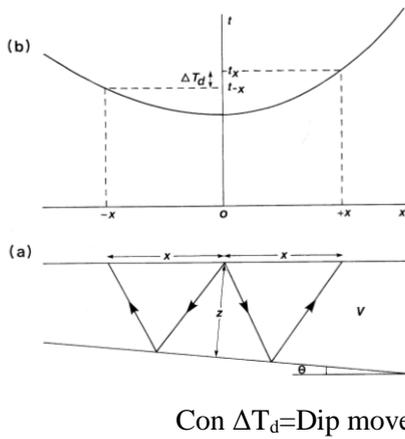
Fig. 19: Il CMP per un'interfaccia orizzontale (a) non viene ottenuto nel caso di un orizzonte inclinato (b).

Conseguentemente dovremo differenziare anche il moveout  $dT_x = T_0 - T_x$  in Normal moveout per l'interfaccia

orizzontale e Dip moveout per quella inclinata (Figg. 20-21).



**Fig. 20: Geometria dei raggi riflessi (a) e curva tempo-distanza (b) per un riflettore orizzontale.**



**Fig. 21: Geometria dei raggi riflessi (a) e curva tempo-distanza (b) per un riflettore inclinato.**

Infine si possono avere variazioni di velocità all'interno della stessa unità sedimentaria. Le variazioni possono essere verticali o laterali: le prime sono generalmente più rapide delle seconde e possono essere dovute alla particolare litologia, a porosità o compattazione, mentre le laterali sono dovute a variazioni di facies e compattazione. Di conseguenza avremo raggi non più lineari e curve di moveout più complesse.

Il segnale registrato nel tempo per ogni scoppio viene considerato come la convoluzione della "firma" della sorgente (ovvero, le caratteristiche di ampiezza e durata degli impulsi) col sottosuolo, per cui deconvolvendo il segnale per la firma stessa si otterranno profili acustici rappresentativi delle discontinuità dei riflettori.



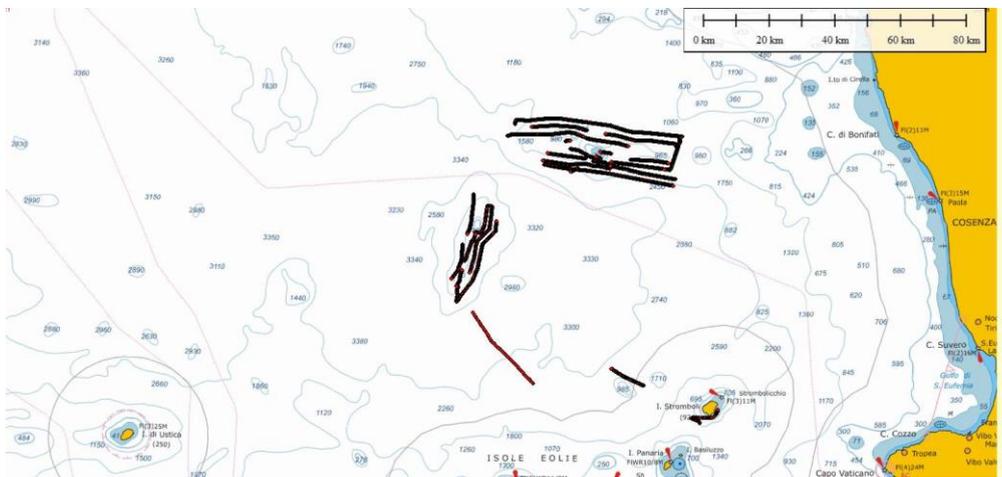
## Dati disponibili e interpretazione

### Sismica a riflessione monocanale

I dati sismici disponibili sono stati acquisiti durante le campagne Aeolian 07 e Aeolian 2010 e SAFE\_2015. Complessivamente sono disponibili 126 profili per circa 800 km lineari (Tab. 1).

Campagna Oceanografica	Tipo	Numero di profili	Lunghezza complessiva (km)
Aeolian_07 (Fig. 22)	Chirp	43	300
Aeolian_2010 (Fig. 23)	Sparker	4	32
SAFE_2015 (Fig. 24)	Chirp	79	465

**Tab. 1: riepilogo dei rilievi sismici a riflessione disponibili per il progetto Marine Hazard**



**Fig. 22 Profili chirp (Aeolian\_07)**

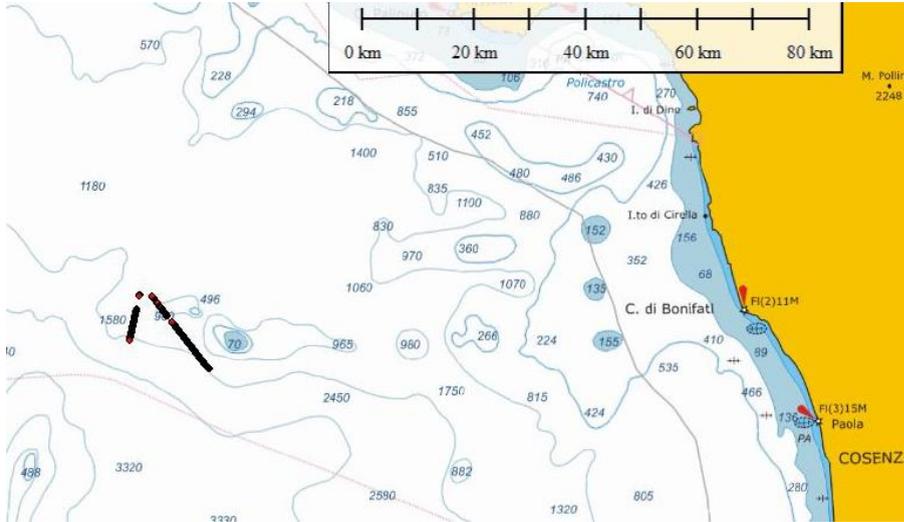


Fig. 23 Profili sparker (Aeolian\_2010)

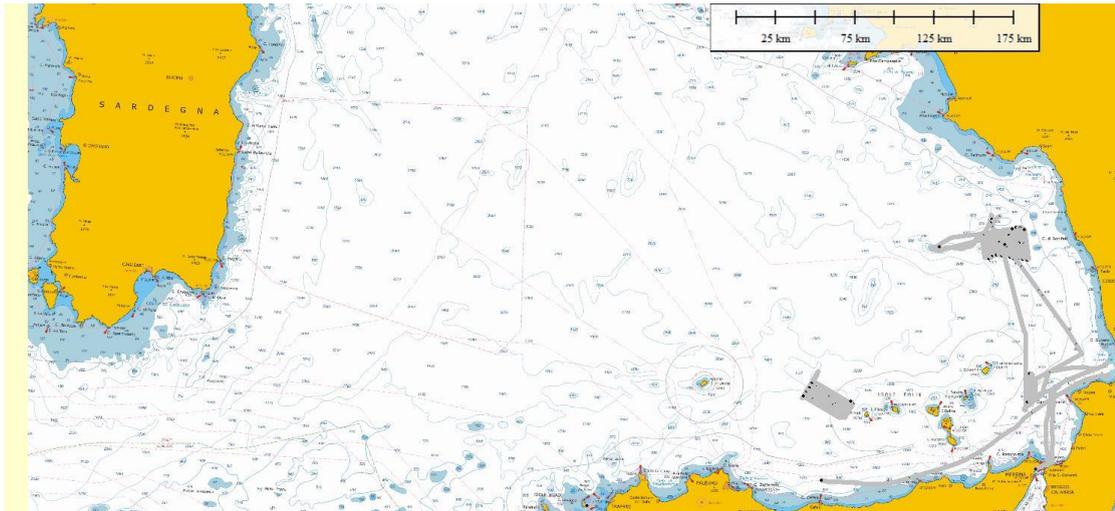
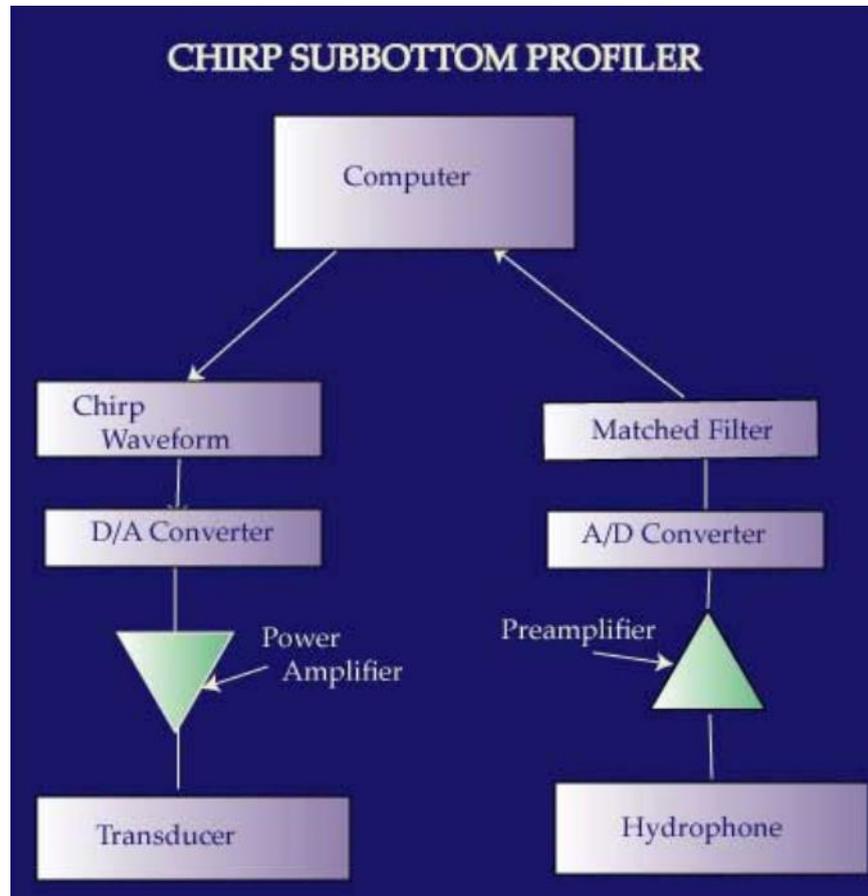


Fig. 24 Profili chirp (SAFE\_2015)

## Profili sismici “chirp”

I Chirp sub-bottom profiler (Fig. 25) sono strumentazioni di rilevamento a riflessione monocanale ad alta risoluzione, caratterizzate da una sorgente a modulazione di frequenza che offre una risoluzione verticale su scala decimale nei primi 30–40 m di sedimenti non consolidati.



**Fig. 25: Figura schematica del sistema di acquisizione Chirp.**

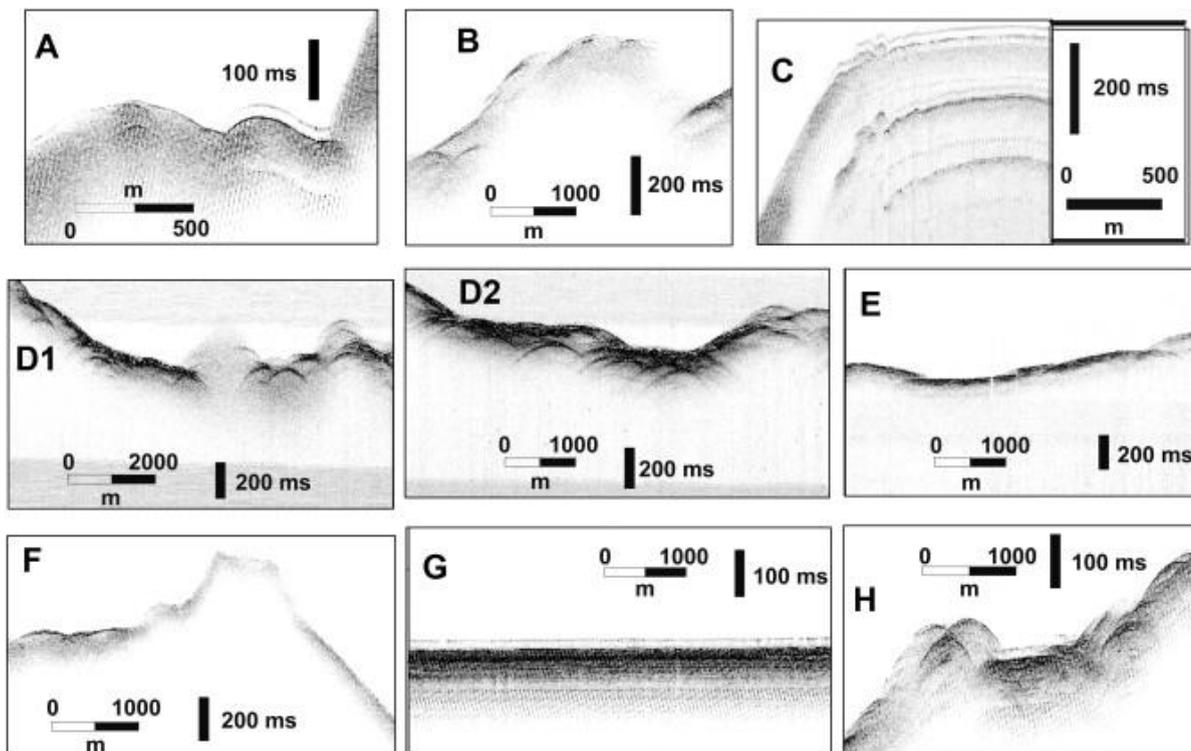
La forma d’onda trasmessa dalle sorgenti di sistemi chirp può essere variata in termini di lunghezza, banda di frequenza, fase ed ampiezza. Un filtro riduce il segnale ricevuto modulato in frequenza in un impulso di breve durata, massimizzando il rapporto segnale/rumore. Il segnale riflesso in questo caso viene ricevuto dallo stesso array di trasduttori che generano il segnale.

Questo sistema permette di ottenere una risoluzione molto alta per sedimenti in acqua bassa, con una penetrazione minore rispetto ai sistemi impulsivi. Il range di penetrazione spazia dai 3 metri in una sabbia grossolana fino ai 200 metri in un sedimento più fine, a seconda delle frequenze utilizzate per il segnale trasmesso. La risoluzione invece varia da 4 a 40 centimetri. E’ possibile quindi ottimizzare i risultati per i vari tipi di sedimenti, scegliendo opportunamente il range di frequenze: ad esempio possiamo scegliere di adoperare una spettro di 2-7 KHz in un’area sabbiosa per ottenere una penetrazione ottimale o un range maggiore per una migliore risoluzione.

Questi sistemi sono tipicamente ampiamente utilizzati per scopi archeologici, geomorfologici e geotecnici (Gasperini e Stanghellini, 2009). Le sorgenti sonar chirp trasmettono impulsi a frequenza variabile controllati da computer che sono compensati in ampiezza e fase. I profili di riflessione sismica sono stati raccolti per studiare i sedimenti profondi della pelle utilizzando un sistema sonar chirp EdgeTech SB-424, montato sulla chiglia della nave Urania, con una larghezza di banda dell'impulso di 4–24 kHz. Questa gamma di frequenza offre una risoluzione verticale minima teorica di 4 cm, sebbene la risoluzione effettiva raggiunta in questo studio fosse più vicina a 10 cm. La velocità della nave durante l'indagine sismica è stata mantenuta quasi costantemente a 5-6 nodi. Il range di penetrazione delle onde sismiche si è attestato a 1–20 m sotto il fondale marino. Per evidenziare la presenza di diversi tipi di instabilità gravitazionali sottomarine viene riportata una tavola schematica dell'interpretazione geologica di profili Subbottom Chirp selezionati, al fine di mostrare processi di instabilità significativi che si verificano sia sul versante settentrionale che su quello meridionale del Monte Palinuro, che sono evidenti dall'interpretazione geologica dei profili sismici (Passaro et al., 2011). È stata utilizzata una velocità verticale uniforme delle onde acustiche di 1480 m/s per convertire il tempo di viaggio in profondità e i riflettori sismici sono stati digitalizzati a mano da profili elaborati per costruire sezioni interpretate.

I profili di riflessione sismica a monocanale acquisiti con il sistema sonar chirp ci hanno fornito una penetrazione ragionevole e un'immagine ad alta risoluzione del sottofondo.

Otto tipi principali di facies acustiche sono stati identificate e mappate all'interno dell'area di studio. Queste facies (indicate con una lettera maiuscola, dalla A alla H) sono stati distinti sulla base delle risposte sonore dei sedimenti in termini di eco in corrispondenza della superficie di contatto, dell'aspetto superficiale, delle riflessioni interne, ecc. Di seguito si riporta una breve descrizione di ogni facies acustica (Fig. 26).



**Fig. 26: facies acustiche (Palinuro Seamount)**

Nel dettaglio, le facies acustiche possono essere così descritte:

- A) Questo tipo è caratterizzato da riflettori sismici convessi o caotici, talvolta a forma di tumulo, caratterizzati da assenza di continuità laterale. Gli echi di fondo ondulati sono irregolari, con riflessi del sottofondo paralleli da indistinti a semidistanti, grandi iperboli sovrapposte singole o irregolari con elevazioni dei vertici ampiamente variabili sopra il fondale marino. I riflettori interni sono talvolta privi di continuità.
- B) Corpi acusticamente trasparenti sepolti e/o affioranti sul fondo del mare, alternati a riflettori caotici o *mounds*. I fianchi sono coperti da un sottile drappo di sedimenti o da riflettori a forma di tumulo (tipo A). L'iperbole generalmente mostra un'eco superficiale molto forte e gli echi prolungati del sottofondo sono indicativi di picchi o affioramenti nel seminterrato.
- C) Parallelo a riflettori poco convessi con elevata continuità laterale (periodicamente interrotti) sovrastanti un forte riflettore sismico.
- D) Riflettori sismici caotici, a forma di cuneo o mound, spesso ricoperti da una facies sismica acusticamente trasparente. La superficie di contatto non è chiaramente separata da una forte eco acustica.
- E) Questo tipo è costituito da eco di fondo distinto e diversi riflettori interni continui e paralleli che sono conformi alla topografia della superficie.
- F) Corpo con morfologia esterna di sponda accentuata, caratterizzato da una forte eco in corrispondenza della superficie di separazione. La sua sommità è localmente ricoperta da un drappo di sedimenti acusticamente trasparente, a volte affiorante. I fianchi sono circondati da riflettori sismici inclinati e scarsamente stratificati
- G) Il tipo G ha iperboli regolari, intense, sormontate da mounds. Gli echi di riflessione sono forti, organizzati in successione di riflettori convessi, ben definiti, spesso coperti da una facies scarsamente riflettente e caotica in corrispondenza di depressioni morfologiche. Le dimensioni, la spaziatura e l'elevazione delle iperboli diminuiscono gradualmente la pendenza verso il basso, passando a un terreno collinare molto piccolo.
- H) Successione di riflettori convessi, ben definiti, spesso ricoperti da una facies poco riflettente e caotica in corrispondenza di depressioni morfologiche.

### **Interpretazione di Profili chirp sul Seamount Palinuro**

L'analisi dei dati è stata condotta secondo le seguenti fasi: 1) classificazione e cartografia delle facies acustiche in base ai profili sismici monocanale ad alta risoluzione chirp; 2) correlazione tra facies acustiche superficiali e DEM effettuata sulla base della batimetria ad andana multibeam.

I principali sistemi deposizionali possono essere considerati nell'area di studio attraverso l'identificazione dei processi sedimentari, che interagiscono tra loro sulla struttura che ha caratterizzato il Palinuro Seamount. A) L'eco di fondo prolungato e le riflessioni interne indistinte e disgregate con la geometria delle onde sono



indicative di instabilità del versante marino, sia veloce (frane) che lenta (creep), verificatasi in depositi vulcanoclastici e/o piroclastici.).

- A) Abbiamo interpretato questa facies acustica come basamenti alti o affioranti, relativi a unità piroclastiche sommitali scarsamente ricoperte da sedimenti reali, come suggerito dalle grandi iperboli sovrapposte, fortemente riflettenti e irregolari con elevazioni dei vertici ampiamente variabili sul fondo marino. I tumuli sono legati ai crolli o allo strisciamento.
- B) Questa facies potrebbe essere interpretata come sedimenti marini recenti coinvolti in un lento movimento di massa che si sovrappone al basamento vulcanico.
- C) La facies acustica C sembra connessa a flussi gravitazionali recenti, riferibili a slumps in sedimenti a grana grossa, affioranti o scarsamente ricoperti da sedimenti recenti di mare profondo
- D) Questa unità sovrasta il basamento acustico vulcanico quando in corrispondenza di una superficie netta di separazione, mentre il suo profilo è a forma di tumulo dove i sedimenti sono coinvolti nello scorrimento (Tipo C). Si tratta, quindi, di sedimenti marini recenti di origine pelagica/emipagica.
- E) Mostra riflettori paralleli con elevata continuità laterale (periodicamente interrotti) spesso sovrapposti ad un forte riflettore sismico.
- F) Basamento acustico vulcanico, affiorante sul fondo del mare in corrispondenza dei coni centrali del Palinuro, che rappresenta la porzione più alta della catena vulcanica del Palinuro rispetto al fondo mare. A volte, questo affioramento è coperto da un sottile drappo di sedimenti. La brusca rottura di pendenza ai margini della parte apicale della catena sembra innescare eventi di instabilità del pendio. I fianchi leggermente sprofondati sono circondati da una facies acustica sottile e scarsamente riflettente. Questa facies è indicativa di un basamento acustico vulcanico affiorante sul fondo del mare, scarsamente ricoperto da sedimenti recenti in corrispondenza di condizioni di lieve pendenza. F1 differisce da F2 perché mostra deboli riflessioni parallele superiori, mentre F2 sembra essere fortemente riflettente e assolutamente caotico.
- G) Tali depositi sono, a nostro avviso, derivanti da instabilità di versante di prodotti vulcanici, spesso organizzati in complessi canale-argine, in particolare sul versante meridionale del Seamount Palinuro
- H) Depositi derivanti dall'instabilità dei versanti di prodotti vulcanici, spesso organizzati in complessi argini-canale, in particolare sul versante meridionale del Seamount Palinuro.

Esempi di profili interpretati sono riportati nelle figure 26 e 27.

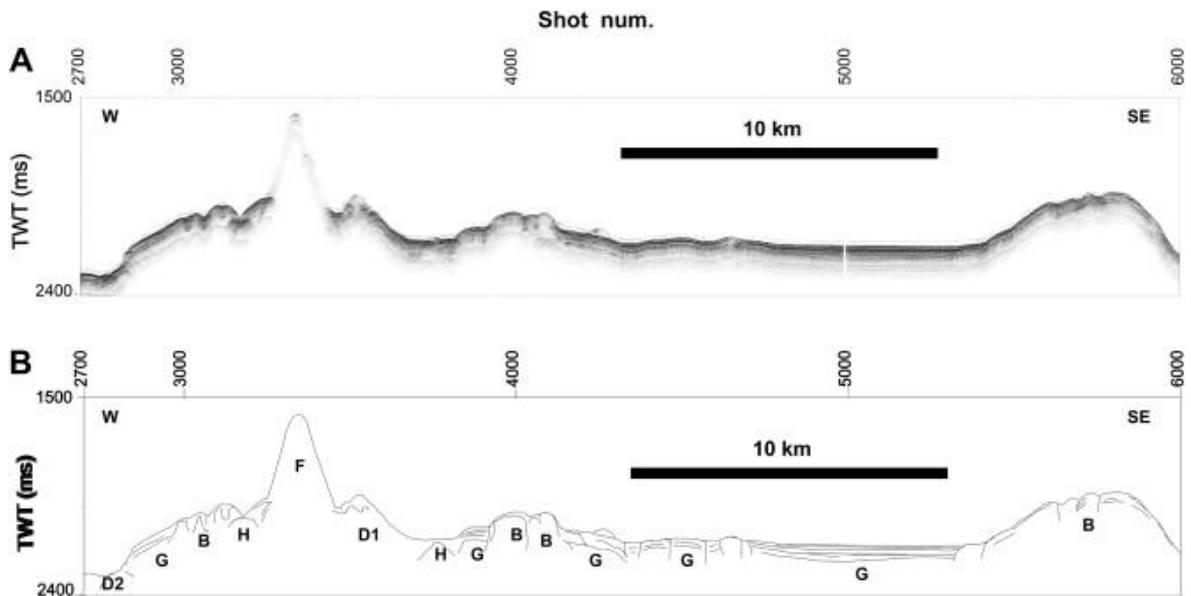


Figura 27: profilo sismico monocanale chirp “Palinuro\_CL” (A) e relativa interpretazione (B).  
Navigazione in fig. 29. Chiave delle facies acustiche in Fig. 26

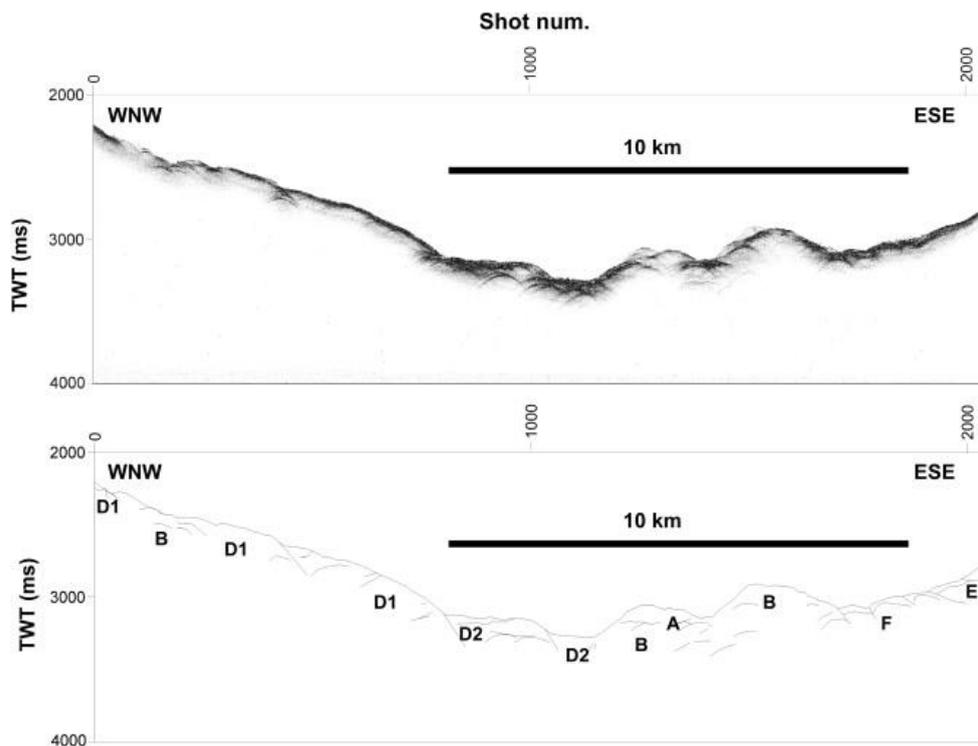


Figura 28: profilo sismico monocanale chirp “Palinuro\_8” (A) e relativa interpretazione (B).  
Navigazione in fig. 29. Chiave delle facies acustiche in Fig. 26

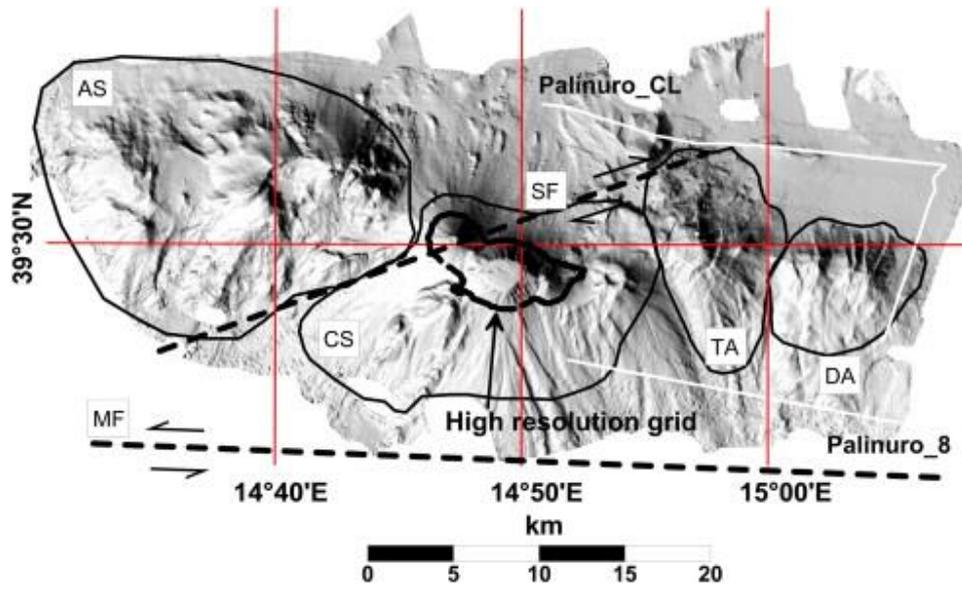


Figura 29: morfologia del Palinuro Seamount e navigazione dei profili Palinuro\_CL e Palinuro\_8.

## Profilo sismico multicanale

La linea sismiche a riflessione multicanale presentata in questo report è stata acquisita durante la campagna oceanografica TIR10 del 2010 (Doglioni et al., 2012; Ligi et al., 2014). La sorgente sismica utilizzata era un array sintonizzato di tre SERCEL GI-GUN, trainati a una profondità di 5 m e operanti a una pressione di 140 bar. Il ricevitore sismico era uno streamer digitale SERCEL a 96 canali lungo 1200 m con un intervallo di gruppo di 12,5 m e trainato a una profondità compresa tra 4 e 7 m. L'intervallo di shot è stato fissato a 37,5 m di distanza percorsa consentendo una copertura del 1600%, mentre la frequenza di campionamento è stata di 0,5 ms con una lunghezza di ascolto complessiva di 12 s.

I dati sismici multicanale sono stati elaborati utilizzando un pacchetto software standard (Disco/Focus) di Paradigm Geophysical. La sequenza processing è stata ottimizzata con l'obiettivo di ottenere sezioni migrate in profondità. L'elaborazione include: rimozione del rumore di marea; impostazione della geometria di acquisizione; editing interattivo di tracce con basso rapporto segnale/disturbo; correzione della divergenza sferica; deconvoluzione predittiva; filtraggio passa-banda con varianti temporali; sorting CMP e analisi della velocità; riduzione del rumore casuale e coerente mediante filtraggio della velocità f-k e tau-p nei domini di shot-receiver e CMP; rimozione multipla della superficie inferiore utilizzando la tecnica 2D di soppressione multipla correlata alla superficie (SRME) e filtri adattivi; correzioni di spostamento normale (NMO) e dip move out (DMO); rimozione NMO e analisi della velocità; NMO, migrazione della profondità alle differenze finite dopo aver smussato e perfezionato in modo iterativo il modello di velocità (Fig. 30).

L'immagine sismica di Fig. 30 mostra una chiara evidenza di superfici di rottura e depositi associati di scorrimento per gravità ed evidenza materiale caotico sotto strati di sedimenti ben stratificati, suggerendo in passato un grande spreco di massa dai fianchi del PVC.

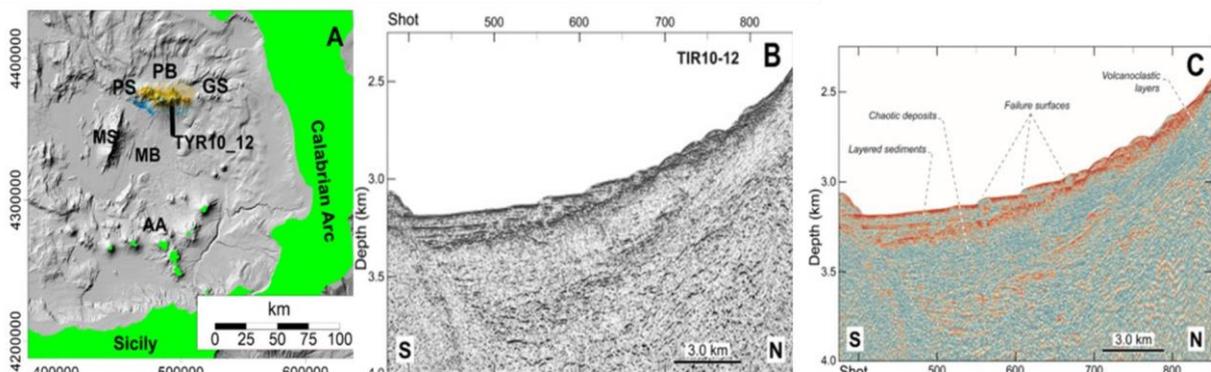


Figura 30. Navigazione (A), Profilo sismico multicanale processato (B) e interpretazione (C)

## Riferimenti bibliografici

Gasperini L., Stanghellini G., 2009. SeisPrho: an interactive computer program for processing and interpretation of high-resolution seismic reflection profiles. *Computers & Geosciences*, 35–37 (2009), pp. 1497-1507.

Ligi, M., Cocchi, L., Bortoluzzi, G., D’Oriano, F., Muccini, F., Tontini, F.C., De Ronde, C.E.J., Carmisciano, C., 2014. Mapping of seafloor hydrothermally altered rocks using geophysical methods:



Marsili and Palinuro seamounts, southern Tyrrhenian Sea. *Econ. Geol.* 109, 2103–2117.

Milano G., Passaro S., Sprovieri M., 2012. Present-day knowledge on the Palinuro Seamount (Southeastern Tyrrhenian Sea). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 53(4), 403-416. DOI: 10.4430/bgta0042

Passaro S., Milano G. D'isanto C. Ruggieri S. Tonielli R. Bruno P. Sprovieri M. Marsella E., 2010. DTM-Based morphometry of the Palinuro seamount (Italy, Eastern Tyrrhenian Sea): geomorphological and volcanological implication; *Geomorphology*, 115, 1-2, 129-140. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.09.041

Passaro S., Milano G., Sprovieri M., Ruggieri, S., Marsella E., 2011. Quaternary still-stand landforms and relations with flank instability events of the Palinuro Bank (south-eastern Tyrrhenian Sea) *Quaternary International*, 232, 1-2, 228-237. DOI: 10.1016/j.quaint.2010.08.006.