

**UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI TRIESTE**

SEDE AMMINISTRATIVA DEL DOTTORATO DI RICERCA

Posto di dottorato attivato grazie al contributo del progetto europeo SEHELLARC

**XXII CICLO (I PER LE SCUOLE) DELLA SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA IN**

**INGEGNERIA CIVILE E AMBIENTALE**

**(INDIRIZZO AMBIENTE E GEORISORSE)**

***ANALISI DI DATI ACQUISITI CON OBS***

Settore scientifico-disciplinare: Geofisica applicata GEO/11

DOTTORANDO

Dr. Giuseppe BRANCATELLI

COORDINATORE DI INDIRIZZO

Chiar.mo PROF. BRUNO DELLA VEDOVA

Università degli Studi di Trieste

TUTORE E RELATORE

Chiar.mo Prof. Rinaldo NICOLICH

Università degli Studi di Trieste

**Anno Accademico 2008/09**

# INDICE GENERALE

## CAPITOLO 1 INTRODUZIONE

1.1 WAR/R e OBS	2
1.2 MODELLISTICA	4
1.3 IL PICKING	6
1.4 IL RAY-TRACING	11
1.5 INVERSIONE	14
1.6 ESEMPIO 1	16
1.7 ESEMPIO 2	18
1.8 GEOMETRIE DI ACQUISIZIONE	23
1.9 CORREZIONI STATICHE	25

## CAPITOLO 2 PROGETTO SEAHELLARC

2.1 INTRODUZIONE	29
2.2 QUADRO GEOLOGICO GENERALE	31
2.3 STRUTTURA DEL PROGETTO	36
2.4 WP4 (BATIMETRIA - SBP - MCS)	43

## CAPITOLO 3 ELABORAZIONE DEI DATI OBS

3.1 OBS	54
3.2 ACQUISIZIONE DATI	58
3.3 MODELLI DI VELOCITA'	62
3.4 WED	79
3.4.1 <i>Introduzione</i>	79
3.4.2 <i>Confronto fra statiche e WED</i>	80
3.4.3 <i>Principi del WED</i>	83
3.4.4 <i>Applicazione del WED ai dati OBS</i>	87
3.5 SEQUENZA DI ELABORAZIONE	93
3.6 MIGRAZIONE	99
3.6.1 <i>Principi di migrazione</i>	100
3.6.2 <i>Algoritmi di migrazione</i>	102
3.6.3 <i>Migrazione di Kirchhoff</i>	103
3.6.4 <i>Migrazione applicata ai dati OBS</i>	105
3.6.5 <i>Considerazioni finali</i>	113

CONCLUSIONI	116
-------------	-----

BIBLIOGRAFIA	117
--------------	-----

APPENDICE	124
-----------	-----

## **Ringraziamenti**

*Una cosa ho capito in questi tre anni: che sono tanti, un'eternità e che, al tempo stesso, sfuggono in un lampo. Tre anni sono una breve eternità, un flusso continuo di persone in movimento ora ai margini ora al centro di una scena, la cui regia è in gran parte sconosciuta.*

*Inizio col ringraziare chi ha avuto un ruolo determinante nella realizzazione di questa tesi. Il Prof. Rinaldo Nicolich è stato sempre il punto di riferimento scientifico e ha permesso e sostenuto anche economicamente la mia esperienza in Germania, ad Amburgo. Ad Erika Barison spetta il grandissimo merito di avermi sopportato durante le moltissime ore passate a stretto contatto e di aver contribuito con il suo stesso lavoro alla realizzazione di questa tesi in maniera determinante. Gran parte dei risultati cui si è giunto sono frutto di un lavoro a due con lei. L'altro importante contributo è stato fornito dal gruppo OGS: Umberta, Flavio, Michela. Con loro abbiamo messo a punto l'elaborazione dei dati e non solo. Mi hanno iniziato al mondo Linux e mi hanno fatto ricordare di quando da bambino smanettavo coi primi computer, a quel tempo per compilare giochi. Se dovessi immaginare l'ambiente di lavoro perfetto di sicuro ci sarebbero loro, di sicuro so che riderei come uno stupido e di sicuro verrei per questo bacchettato da Umberta.*

*Quando ho iniziato il dottorato era ancora presente la vecchia guardia del dipartimento: Claudio e Andrea Scana con cui il viaggio è cominciato già dalla tesi di laurea. La Pasqua del 2007 rimarrà nella storia per la quantità di cibarie e bevande letteralmente spazzolate. Ricordo che Claudio subito prima di partire verso nuove avventure si era lasciato crescere la barba e sognava rifugi, malghe ed agriturismi lassù sui verdi pascoli. Lo faceva da Grado, dove controllava un cantiere, il mare, Aurelie che si inzuppava di fango e il vino. Solo dopo essere andato via scoprimmo che ci aveva voluto regalare qualcosa e lo aveva fatto per vedere se tutta quella terra strappata alle ere geologiche sarebbe stata, un giorno, effettivamente utilizzata da qualcuno. Andrea Scana invece partì verso Matera e da quel che so ha avuto la possibilità di girare per l'Italia. Di loro mi piace ricordare la meravigliosa ed infinita serata estiva in cui abbiamo aiutato Aurelie a traslocare (Aurelie in quel tempo amava traslocare e lo faceva con passione) e abbiamo concluso con un bagno a Grignano sotto una delle lune più belle che abbiamo mai frequentato quei posti. Assieme a noi c'era anche Ricky, il marito di Aurelie, praticamente un santo, uno di quei santi che andrebbe subito beatificato senza indugiare oltre (e sappiamo tutti perché...vero?). Aurelie, Aurelie, Aurelie (mami)? Con lei ho iniziato e ho rischiato di non finire. Con lei ho scoperto che esistono manuali, donne da cantiere, mobili di liquori inesauribili, canzoni che si possono cantare anche solo miagolando (mia-mia-miamiamia-miamiamia...), treni su cui ci si può anche addormentare, guard rail da sventrare e tanta tanta allegria. La molestia è sempre stata anche una sua virtù e ne sa qualcosa il Capellone (Enrico, taz o il (el) brutto come lo chiamava Corrado) da anni un pilastro del reparto d'assalto del DICA, ma soprattutto un buonissimo amico, con cui ho condiviso giornate, serate, sogni, disillusioni, con cui ho provato a sbancare Lipica in un momento di esagerata invincibilità e con cui prima o poi me ne andrò all'ippodromo in una giornata di sole, valutando le condizioni di ogni singolo cavallo e puntando in base a considerazioni estemporanee dettate dal momento, dal cuore o da qualche soffiata. Corrado dove sei? Di Corrado posso dire che ha fatto la storia del dipartimento e che è andato in pensione nell'estate del 2009 durante una festa memorabile e che passeranno anni prima che se ne ripeta una uguale (le foto e le urla durante "Il toner sta finendo" ne sono una prova) ma non sarebbe esauriente. Dovrei invece parlare degli splendidi rapporti umani che cercava di avere con gran parte delle persone che son passate dal DICA, di come fosse un'ancora che ti riportava alla vita quando ti perdevi nel mare agitato della scienza facendoti capire che c'era altro, oltre al lavoro, di come capì subito chi ero ("ciò, cosa vuole sto mona?"), delle chiacchierate scendendo in autobus o andando a prendere un caffè e del suo modo di salutarmi ("ciao Beppe, amico mio"). Spero non dimentichi mai di quando gli cambiammo lo screensaver e al posto di Sophia Loren gli facemmo trovare la Sora Lella (quante risate, "Ocio che ciapate carne"). E spero che adesso riesca finalmente a godersi la spuza dei sedili nuovi e a farsi i suoi viaggetti con la macchinetta. E ricordati, Corrado, se dovessi aver problemi per strada (buchi, finisci la benzina, ti scoppia il motore), ricordati che il brutto è sempre*

*in servizio, 24 ore su 24, 7 giorni su 7, vero? Se penso a Corrado poi per forza di cose la mia mente vira su Guido, uno lo Yin e l'altro lo Yang. Con Guido ho imparato molte cose e ho ciapato tanta carne quando non sapevo le cose più elementari. Da Guido ho appreso tecniche orientali e costumi triestini, ho imparato che a ogni nuovo anno corrisponde un nuovo calendario (e che spesso settembre è uno dei mesi più belli ma forse qui sbaglio) e ho scoperto le bellezze di Sistiana ("Domani te va tì a Sistiana?") e la casa degli orrori ma soprattutto ho vissuto l'avventura Panarea (capitanata da Giovanni che qui ringrazio) ad agosto quando il mare e le notti sono di estrema bellezza. Ringrazio il prof Bruno Della Vedova che ha permesso quel viaggio e che ben conosco fin dalla tesi di laurea. Ringrazio anche il prof. Gianni Schena con cui in questi anni ho scambiato alcune piacevoli battute e Marzio che sicuramente farà un gran bene negli anni a venire. Mi spiace per il poco tempo in cui si è fermata Cristina che adesso credo sia a Glasgow e ricordo che la prima volta che la vidi ero appena tornato dall'esperienza di Amburgo. Di questa città ho amato molto le lunghe scorribande in bicicletta, le corse intorno al lago, le partite di calcio improvvisate nel parco con gente di tutto il mondo e ringrazio Ronald per tutto quello che ha fatto: la bici, la scampagnata sul lago e gli insegnamenti alla Geopro. Ringrazio anche il prof. Makris e Janina. E un saluto va anche al peruviano Ziro (Ciro credo) per il calcetto sperando che ormai abbia finito l'università.*

*In dipartimento il ricambio generazionale è coinciso con gli importanti ingressi di Lorenzo, Erik, Isa e Goran. Lorenzo ha portato ciò di cui avevamo realmente bisogno, un aggancio con Cormons e così è arrivata l'opportunità di cullare il "bambino" che però si esaurisce sempre troppo presto purtroppo. Erik ha iniziato come atleta ma, nel giro di poco, ha optato per diventare un cazzaro come noi guadagnandosi la giusta approvazione di tutti. Isa cresce di giorno in giorno e sta imparando velocemente tutti i trucchi del mestiere, soprattutto come tenere a bada il Capello. A lei va tutta la mia comprensione per dover lavorare con siffatta banda di disgraziati, ma adesso che le è arrivata l'auto nuova non credo che la fermerà più nessuno. A Goran credo di aver dato dei consigli preziosi che non dimenticherà ma ancora più importanti son quelli che lui ha dato a me e giuro che saranno difficili da dimenticare. Della muleria che in questi anni si è imbattuta nel dipartimento non posso non ricordare le nostre donzelle Giuliana e Giulia, due peperine impareggiabili. E quando Giulia un giorno sarà un'acclamata pianista e io siederò in prima fila ad uno dei suoi concerti spero che lasciando le mani dall'ultima nota e girandosi verso il pubblico per ricevere i meritati applausi non mi guardi e mi veda come successe lei sa quando. Assieme a me stanno per concludere anche due novelli ingegneri, Dario e Silvia e, nell'augurarli ogni bene, mi sembra di sentire la voce di Dario che mi sussurra: "E allora facciamo sto poker?". Spero di aver ricordato tutti, altrimenti vogliate scusarmi (Cavolo è vero mi stavo dimenticando di Paolo il bimbo, Paolo M., bè lui e speriamo non siano lacrime e stridore di denti ma risate e ben di dio). C'è una strana famiglia che voglio assolutamente menzionare in maniera speciale e ringraziare: Anna, Ricky, Roby/Luca. In quest'anno e mezzo ci siamo conosciuti, abbiamo imparato ad apprezzare i pregi e ad accettare i difetti di ciascuno e credo che questo ci abbia soprattutto fatto crescere. Anna è meravigliosa ed è stata una figura preziosa per me (sorella/madre/amica solo Freud lo può sapere, io so solo che le voglio un gran bene), Ricky lo conosco da una vita e per me è ormai un fratello (le sue teorie mi han sempre incuriosito e ora son per sempre sintetizzate nelle due regole base...), l'alternanza Roby/Luca è stata una sorpresa e son felice di averli conosciuti. La famiglia si è allargata con l'ingresso della nostra Erica, il pensiero più veloce del West e poi ci sono Flavio, Cate, il Pete,....*

*In tutti questi anni ho sempre continuato a frequentare e ad andare incontro all'avventura con gli amici di sempre, li ringrazio tutti: Cristian, Gana, Don, Marta, Cinzia, Bat, Torakiki, Savio, Marco, Bruggia, Giulio, Max, .....*

*Quasi alla fine ma sempre in cima alle mie preferenze mi preme ricordare il gruppo mensa capitanato da mia cugina Rosy che annovera cavalli di razza come il Nic, la Miky e Giulia la futura madre. E poi una coppia super la metto qui: Soldo e Jessica.*

*Circa ogni due-tre anni rincontro Natasa, la prima volta avevo appena iniziato il dottorato, la seconda è stata adesso che sto per finire, non posso che ringraziarla per questo.*



*Sullo sfondo di questo lungo percorso c'è sempre stata la mia famiglia, la mamma, il papà, mia zia, ciccio e continuano ad esserci e li ringrazio per questo.*

*Di tutte le persone che qui ho menzionato vorrei ricordare i momenti gloriosi e la felicità che anche se per un attimo ho visto balenare loro, sul volto. E' a quella immagine che voglio aggrapparmi con piacere nel momento stesso in cui starò per attraversare il confine messicano a tutta velocità, diretto a Sud, sopra un carrello della spesa carico di birre, seguito a ruota da un gregge di pecore, da qualche bufala indiana, da un paio di galli da combattimento e dal cavallo vincente sul quale avrò puntato tutti i miei risparmi in un'indimenticabile giornata di maggio,*

**Grazie!**

**CAPITOLO 1**  
**INTRODUZIONE**

## 1.1 WAR/R e OBS

Nell'esplorazione petrolifera solitamente si utilizzano prospezioni di sismica a riflessione a piccolo angolo, NVR (*Near Vertical Reflection*). Questo significa che la distanza tra sorgente e ricevitori (*offset*) è in genere non superiore ad alcuni chilometri, in modo tale da avere angoli di incidenza e riflessione verticali o quasi verticali, per investigare riflettori posti ad analoghe profondità. Lo sviluppo dell'industria petrolifera ha però portato l'esplorazione sismica a misurarsi con obiettivi sempre più profondi e situazioni strutturali complesse nelle quali non sempre i metodi convenzionali hanno prodotto buoni risultati. Questo problema può essere superato mediante prospezioni di sismica a riflessione a grande angolo in cui l'*offset* massimo è dell'ordine delle decine di chilometri. I segnali forniti da tali indagini sono chiamati in letteratura "dati a grande angolo" (*Wide-angle data*) oppure "dati a grande *offset*" (*Long-offset data*; Sheriff, 2002). Inoltre, poiché questa tecnica prende in considerazione sia le onde rifratte che quelle riflesse, si parla di sismica a grande angolo a riflessione /rifrazione, WAR/R (*Wide Angle Reflection/Refraction*), o anche di WAR/RP (*Wide Angle Reflection/Refraction Profiling*, Makris et al., 1999).

I dati a grande angolo sono ampiamente utilizzati, non solo nell'industria petrolifera, ma anche nel settore della ricerca scientifica quando l'indagine mira ad indagare le strutture crostali profonde. Tale scelta è giustificata da alcune ragioni. Innanzitutto, con grandi *offsets* è possibile registrare onde sismiche con diversi angoli di incidenza e, normalmente, l'energia associata alla riflessione è superiore per angoli prossimi all'angolo di riflessione critico rispetto a piccoli angoli di incidenza (Aki and Richards, 1980). In secondo luogo, le rifrazioni registrate a grandi *offsets* forniscono importanti informazioni sulle velocità e le proprietà fisiche del sottosuolo anche in assenza di riflessioni osservabili. Infine, angoli di incidenza grandi possono facilitare la conversioni di onde P a onde S specialmente in prossimità dell'angolo critico. Questa situazione si traduce potenzialmente in informazioni preziose riguardanti il comportamento al taglio della struttura investigata (Shen et al., 1998; Tinivella and Accaino, 2000; Tinivella et al., 2005).

La tecnica WAR/R è ampiamente utilizzata nella sismica a mare e in particolare quando l'acquisizione è effettuata mediante OBS (*Ocean Bottom Seismometer*) per indagare strutture profonde (Hughes et al., 1998). In questi casi, i ricevitori (OBS) sono posizionati sul fondo marino lungo una linea oppure ai nodi di una griglia, mentre la sorgente, costituita da cannoni ad aria compressa (*airgun*) trainati da una nave, è libera di muoversi e allontanarsi da essi. Perciò, a livello teorico l'*offset* massimo

può essere grande a piacere, diversamente da quanto accade nell'acquisizione delle linee multicanale (MCS, *multichannel seismic*) in cui l'*offset* è limitato dalla lunghezza del cavo (*streamer*) che raggiunge valori massimi di 6 km a mare, 12 km per gli stendimenti a terra. Le acquisizioni con OBS, inoltre, presentano anche altri vantaggi rispetto a quelle con *streamer*: possono registrare sia le onde di compressione (P) che quelle di taglio (S); operano in un ambiente relativamente calmo; non risentono del rumore di trascinamento dello *streamer* e l'acquisizione non è influenzata dalle condizioni meteorologiche superficiali.

Allo stato attuale, le tecniche di analisi di dati a grande angolo si possono dividere in due categorie: modellistica diretta o inversa con lo scopo di ottenere campi di velocità delle formazioni e strutture del sottosuolo; elaborazione di sezioni a riflessione per ottenere immagini del sottosuolo che possono poi essere interpretate.

La prima strada sarà analizzata in questo capitolo. La seconda via è più complessa perché i metodi convenzionali che portano alla presentazione di immagini sismiche del sottosuolo sono stati sviluppati per rilievi sismici NVR (Yilmaz, 2001).

In particolare, le curve dei tempi di percorso (NMO, *Normal Move Out*) non possono più essere approssimate da una parabola e, applicando la correzione di NMO, si incontra anche uno *stretching* troppo forte a grandi *offsets* (Masoomzadeh, 2005). Masoomzadeh ha comunque proposto una sequenza di elaborazione per ottenere una sezione *stack* senza distorsioni. J. Fruehn et al. 2001, utilizzano una migrazione *pre-stack* per risolvere questo problema.

A queste approssimazioni si aggiunge un'altra complicazione legata agli OBS in particolare: scoppi e ricevitori non sono posizionati sulla stessa superficie e richiedono una riduzione ad uno stesso piano di riferimento (*datum*).

In questo lavoro di tesi è presentata l'elaborazione di alcuni profili sismici acquisiti con OBS, mediante la tecnica WAR/R. L'obiettivo è quello di usare gli arrivi di onde rifratte e riflesse per costruire prima un modello di velocità e poi un'immagine sismica delle strutture profonde.

I problemi sopraesposti sono stati risolti attraverso il riposizionamento degli OBS dal fondo mare alla sua superficie, ovvero allo stesso livello degli scoppi, seguito dall'applicazione di un normale *processing* sismico per le sole riflessioni. In particolare, gli OBS sono stati riportati allo stesso *datum* degli scoppi utilizzando un approccio basato sul *wave equation datuming* (WED) anziché sulle normali correzioni statiche.

## 1.2 MODELLISTICA

La tecnica sismica WAR/R è ampiamente adoperata per lo studio delle variazioni di velocità, su larga scala, entro la crosta e fino al mantello superiore. A tal fine i dati a grande angolo sono modellati usando tecniche dirette (*Forward modelling*) e inverse (*Travel-time inversion*).

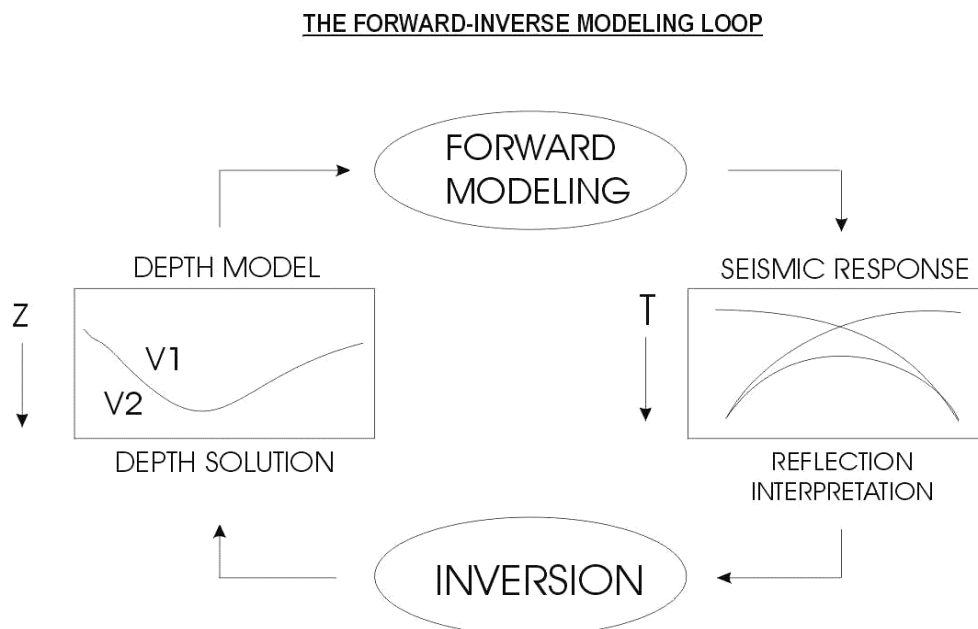
Storicamente, la modellistica diretta inizia più di 30 anni fa con lo sviluppo di algoritmi di *ray-tracing* (Zelt, 1999). Tra i più popolari si possono ricordare quelli di Cerveny et al. (1977), Whittall & Clowes (1979), McMechan & Mooney (1980), Spence et al. (1984) e Luetgert (1992). Successivamente sono stati sviluppati algoritmi di inversione dei tempi di arrivo come quelli di Firbas (1981), Spence et al. (1985), Huang et al. (1986), White (1989), White & Clowes (1990), Lutter et al. (1990), Lutter & Nowack (1990), Zelt & Smith (1992), McCaughey & Singh (1997) e Zhang et al. (1998).

In generale, la modellistica diretta fornisce previsioni dei dati che avremmo registrato se avessimo condotto un determinato esperimento sul campo. Per questa ragione, abbiamo bisogno, innanzitutto, di conoscere l'assetto geologico della porzione di sottosuolo che andiamo a studiare. Successivamente dobbiamo decidere che tipo di esperimento e quali parametri sarebbero necessari all'acquisizione del dato sismico. Servendoci della teoria e dei processi fisici in gioco, il modello geologico e i parametri possono così essere usati per giungere alle informazioni che l'esperimento avrebbe prodotto.

Al contrario, con la modellistica inversa si cerca di costruire un modello dopo aver fisicamente effettuato un esperimento sul campo. Le informazioni conosciute sono, ora, i parametri di acquisizione e i dati registrati durante l'esperimento a cui sono applicate procedure matematiche per ottenere una descrizione geologica della porzione di sottosuolo interessata dall'esperimento stesso.

Ritornando all'interpretazione dei dati a grande angolo, la modellistica diretta si basa sul tracciamento bidimensionale dei raggi sismici (*ray-tracing*). Infatti, partendo da un dato modello che rappresenta il campo di velocità in profondità e lungo una sezione, il *ray-tracing* permette di conoscere il percorso di tutti i raggi sismici all'interno del mezzo e quindi di rilevare il loro tempo di arrivo sulla superficie, una volta note le posizioni di sorgenti e ricevitori. Il tempo di arrivo calcolato deve essere confrontato con quello osservato sulle sezioni sismiche registrate, in modo tale da minimizzare lo scarto. Se lo scarto è elevato bisogna modificare il modello, cioè il campo di velocità, iterativamente,

fino a quando non si è soddisfatti del risultato. Per tale ragione, utilizzare una modellistica diretta significa utilizzare un metodo basato su tentativi (*Trial-and-error*). Da quando si è incominciato ad usare questo approccio, c'è stata una notevole crescita tecnologica, sia per quanto riguarda la strumentazione sismica sia nei metodi di calcolo numerici, che ha permesso di acquisire ed elaborare *data sets* molto grandi: profili sismici con molti punti di scoppio e molti OBS. Questo aumento di dati registrati complica le procedure e le possibilità dei metodi diretti convenzionali con difficoltà per le stime su incertezza, risoluzione e non unicità del parametro modellato e mancata certezza che i dati calcolati si accordino a quelli osservati per minimizzare un particolare criterio.



**Figura 1-1** Ciclo modellistica diretta – modellistica inversa.

Il metodo inverso non presenta queste difficoltà e in più ha il grande vantaggio di essere molto meno dispendioso in termini di tempo. I dati di partenza, in questo caso, sono i tempi di arrivo osservati che sono invertiti in maniera iterativa al fine di ottenere un campo di velocità ottimale. Le iterazioni si concludono quando lo scarto tra tempi osservati e calcolati raggiunge un valore accettabile.

Ad ogni modo, metodo diretto e inverso non si escludono tra di loro, ma possono fungere l'uno come verifica dell'altro poiché il risultato finale dell'uno costituisce il punto di partenza dell'altro (Fig. 1-1). Inoltre, il metodo diretto può rappresentare anche un utile strumento per creare un modello iniziale realistico con strati e velocità appropriate che poi può essere ottimizzato con l'inversione.

### 1.3 IL PICKING

Qualunque sia la modellistica scelta, diretta o inversa, la bontà del modello finale ottenuto dipende dalla qualità del *picking*, ovvero dalla qualità dell'identificazione degli arrivi delle onde sismiche.

In una sezione sismica si definisce fase sismica l'insieme degli arrivi che ha origine in una determinata interfaccia. Questi arrivi devono avere tutti la stessa genesi, ovvero devono essere stati generati da riflessione, da rifrazione critica (onde di testa) oppure devono essere onde di penetrazione (*diving waves*). Per valutare qualitativamente una fase sismica si deve definire il grado di correlazione o coerenza che misura la similarità di una traccia sismica rispetto alle tracce vicine. Questo può essere fatto, ad esempio, andando ad osservare quanto simili siano le ampiezze in corrispondenza allo stesso tempo di arrivo nelle tracce vicine. Esistono programmi che cercano automaticamente correlazioni tra gli eventi all'interno di una sezione sismica. Il compito dell'interprete è quello di decidere quali sono gli eventi significativi che possono quindi poi essere usati nel *processing* successivo (in questo caso nella modellistica). Infatti, eventi correlati prodotti da multiple e riverberazioni non possono contribuire a modellare il campo di velocità.

Le fasi identificate nelle sezioni sismiche costituiscono i dati di *input* per la modellistica. E' bene, perciò, sottolineare che il modo in cui si parametrizza il modello determina quali fasi possano essere usate. In questo senso si potranno, ad esempio, avere inversioni basate sugli eventi rifratti o su quelli riflessi o su entrambi.

A prescindere dalle fasi è possibile identificare tutti i primi arrivi. Questo, assieme all'identificazione di tutti gli arrivi successivi che siano ben visibili, può servire a costruire un modello preliminare. A sua volta questo modello può essere usato come aiuto per identificare altri arrivi (primi e successivi), sovrapponendo i tempi calcolati (mediante *ray-tracing*) a quelli osservati (Zelt, 1999) e questo non è altro che un esempio di modellistica diretta.

Il *picking* ha sempre un certo grado di incertezza che bisogna valutare, specialmente quando si usa la modellistica inversa, per evitare di adattare troppo o troppo poco i dati e per permettere di dare un peso maggiore o minore al contributo alla soluzione rispettivamente dai *picks* certi e da quelli incerti. Un modo di controllare la qualità del *picking* e quindi il grado di incertezza è quello di sfruttare la reciprocità dei tempi di arrivo. Infatti, per coppie di sorgenti-ricevitori che sono reciproci, il tempo di percorso di qualsiasi tipo di onda deve essere lo stesso, indipendentemente dalla struttura del

sottosuolo. Dato che per molti *set* di dati sismici il numero di coppie realmente reciproche è abbastanza piccolo, è possibile valutare tre tipi di coppie sorgenti-ricevitori aggiuntive (Fig. 1-2).

Primo, se un ricevitore oppure un *pick* non è disponibile per un determinato scoppio ( $s_2$ ), il tempo per quello scoppio è determinabile come interpolazione tra i tempi ai ricevitori contigui ( $r_1$  e  $r_2$ ) (Fig. 1-2 (a)).

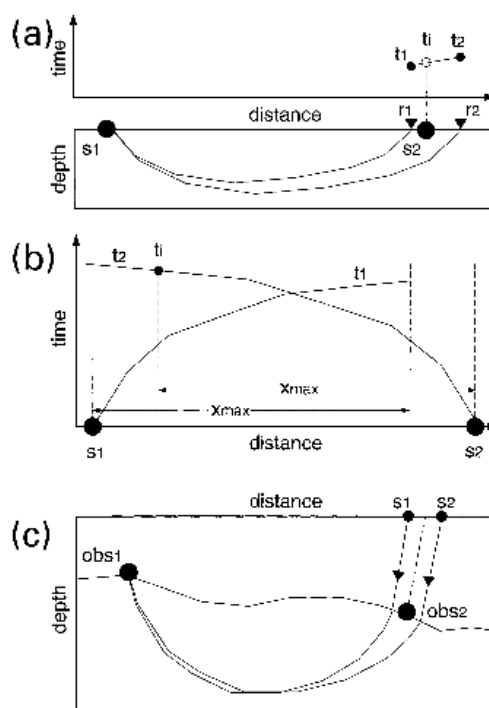


Figura 1-2 Tempi di percorrenza per coppie sorgente-ricevitore reciproche (da Zelt, 1999).

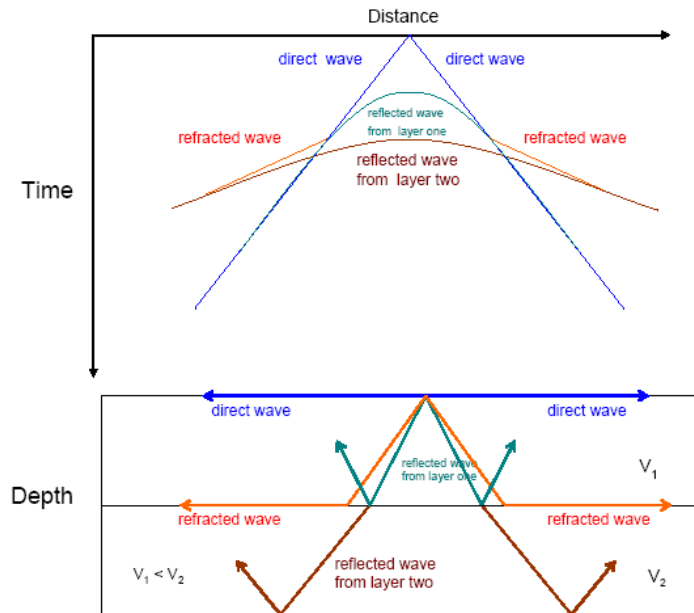
Secondo, se per un determinato scoppio ( $s_1$ ) l'arrivo osservabile non raggiunge in termini di *offset* massimo un altro scoppio ( $s_2$ ), allo stesso *offset* il tempo di arrivo ( $t_i$ ) per questo secondo scoppio ( $s_2$ ) è paragonabile a quello per il primo scoppio ( $s_1$ ) (Fig. 1-2 (b)).

Infine, il terzo caso nasce dal fatto che, tipicamente, per dati sismici marini, gli scoppi sono localizzati sulla superficie del mare mentre i ricevitori (OBS) sono sul fondo (Fig. 1-2 (c)). Quindi, se voglio il tempo di arrivo di un ricevitore (OBS 1) ad un altro ricevitore (OBS 2) devo interpolare tra i tempi degli scoppi  $s_1$  ed  $s_2$  ed applicare una correzione al fondo mare.

Per valutare dettagliatamente quali sono le fasi sismiche legate alla tecnica WAR/R possiamo analizzare un semplice esempio. Supponendo di avere un'interfaccia che separa due strati con velocità del primo strato  $v_1$  minore di quella del secondo  $v_2$ , allora per la legge di Snell l'angolo critico sarà



$i_c = \text{sen}^{-1}\left(\frac{v_1}{v_2}\right)$ . Per angoli inferiori a  $i_c$  si hanno sia riflessioni che onde di penetrazione. Mentre per angoli superiori a  $i_c$  si ha solamente riflessione totale.



**Figura 1-3 Esempio schematico del tempo di percorrenza e del percorso delle onde per un modello a 2 strati durante un esperimento di sismica WAR/R.**

Si supponga ora che i due strati siano anche piani e paralleli, allora possiamo analizzare quali sono le fasi sismiche degli arrivi generati da una sorgente (*airgun*) che si muove linearmente lungo un profilo al centro del quale è posizionato un ricevitore OBS (Fig. 1-3).

Per piccoli *offsets*, i primi arrivi sono costituiti dalle onde dirette (sorgente-ricevitore) che si muovono con la velocità costante dell'acqua pari a circa 1500 m/s. Quindi tali arrivi sono ben visibili in un sismogramma poiché hanno un andamento lineare. Per l'*offset* corrispondente all'angolo critico  $i_c$  si ha il contemporaneo arrivo dell'onda diretta e dell'onda rifratta dal primo strato. Per angoli superiori a  $i_c$  i primi arrivi sono costituiti dalle onde rifratte (onde di testa). Ad *offset* via via maggiori, infine, l'arrivo delle onde riflesse dal secondo strato uguaglia in tempo quello delle rifratte. La situazione così descritta è puramente teorica e nella realtà l'identificazione delle fasi sismiche è più complessa sia a causa della eterogeneità del mezzo sia a causa della presenza del rumore che può mascherare il segnale. Per questo, spesso, prima di effettuare il *picking* i dati registrati sono processati utilizzando filtri adeguati e recuperando le ampiezze del segnale (Fig. 1-4 e 1-5).

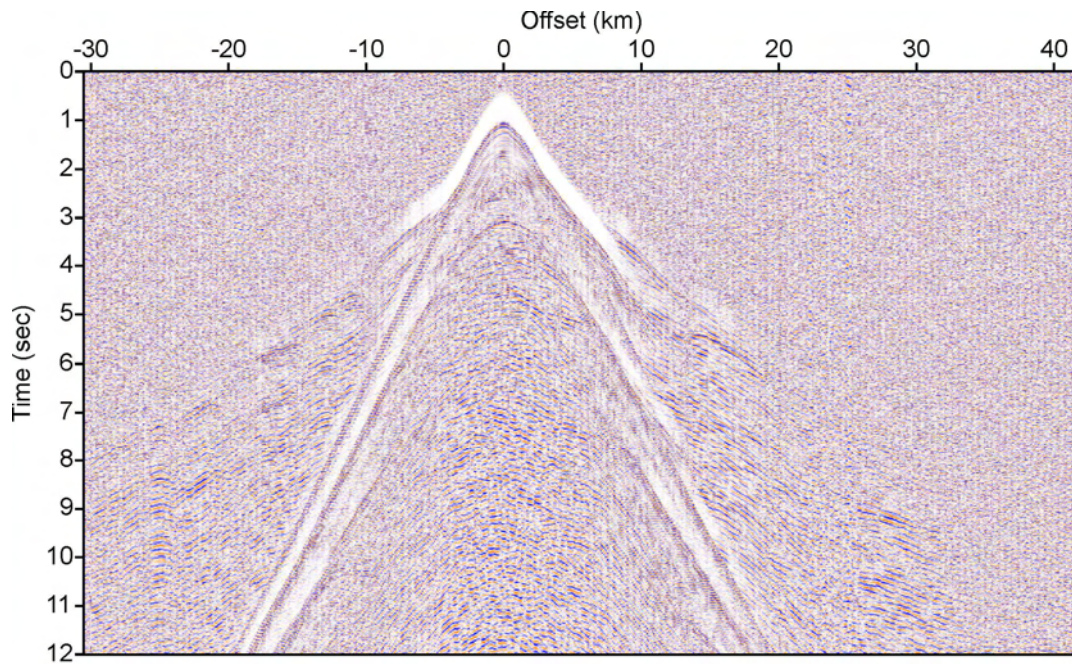


Figura 1-4 Esempio di OBS *gather* dopo l'applicazione dell'AGC (*automatic gain control*).

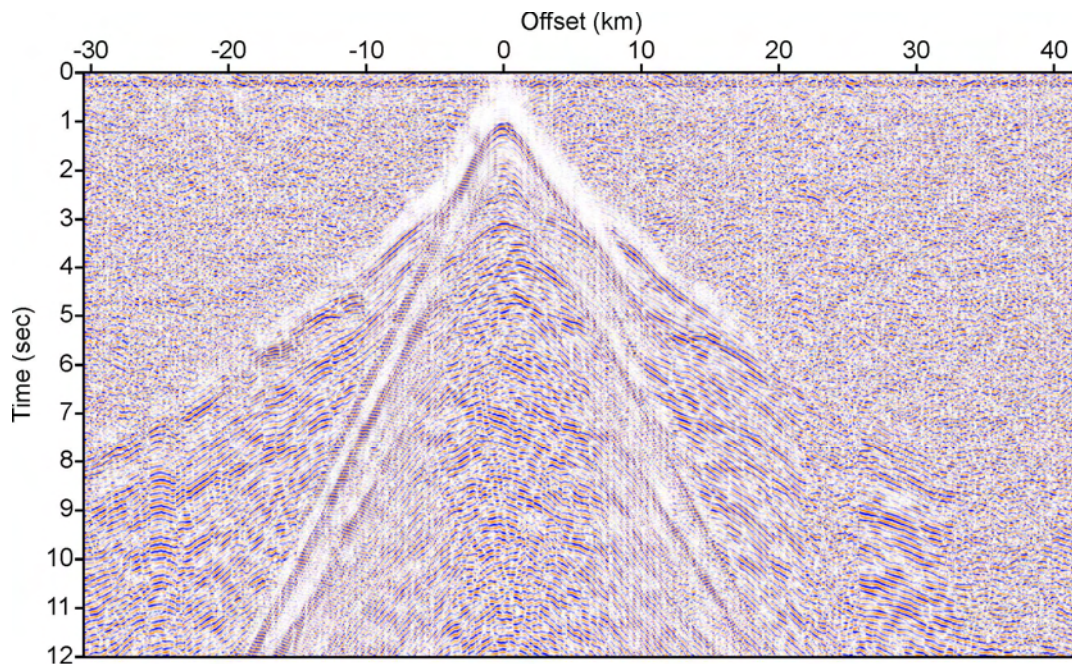


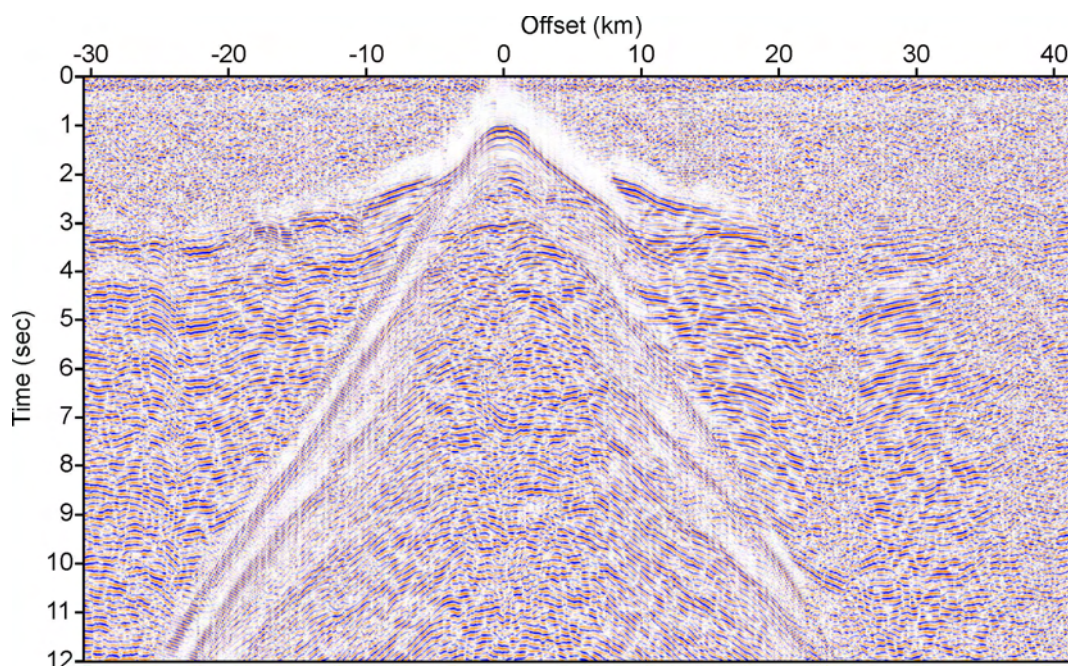
Figura 1-5 Esempio di OBS *gather* dopo l'applicazione dell'AGC e di un filtro passabanda (3/8 - 15/18 Hz).

Inoltre, poiché la tecnica WAR/R è impiegata per obiettivi profondi, si può utilizzare una correzione di *linear move-out* (LMO) sui tempi (Fig. 1-6). Tale correzione facilita l'identificazione di



segnali provenienti da rifrattori di cui è nota la velocità, in special modo per le velocità più alte. Infatti, piccole variazioni di pendenza di una dromocrona portano a variazioni di velocità rilevanti, rendendo difficile distinguere segnali provenienti da rifrattori diversi. Il LMO dipende dalla scelta di una velocità cosiddetta di riduzione ( $v_r$ ), una correzione in tempo che si applica traccia per traccia in funzione (lineare) dell'*offset* rispetto all'OBS. Si ha perciò una nuova scala dei tempi:  $t'=t-x/v_r$ , con  $t'$ , tempo ridotto,  $t$ , tempo originario della traccia,  $x$ , *offset* e  $v_r$  velocità di riduzione.

Dalle figure 1-4 e 1-5 si può notare che il filtro (passabanda 3/8 - 15/18 Hz), aumentando di molto il rapporto segnale/rumore, permette una migliore lettura dei primi arrivi. La correzione di LMO, infine, tende a rendere sub-orizzontali gli eventi provenienti da rifrattori con velocità prossima alla velocità di riduzione (in questo caso 6 km/s) e facilita la ricerca e l'identificazione degli eventi rifratti anche a grandi *offset*.



**Figura 1-6** Esempio di OBS gather dopo l'applicazione dell'AGC, di un filtro passabanda (3/8/15/18 Hz) e della correzione di LMO (velocità di riduzione pari a 6 km/s).

In Fig. 1-6 si può notare l'arrivo di onde rifratte da parte di almeno due strati con velocità diverse. Tra 10 e 20 km di *offset* le rifratte hanno una velocità apparente di circa 4 km/s, mentre a partire dai 25 km tendono ad avere velocità uguali o maggiori a 6 km/s. Ben più difficile risulta invece in questo caso identificare gli arrivi successivi e in particolare le onde riflesse.

## 1.4 IL RAY-TRACING

Il *ray-tracing* consiste nel tracciamento del percorso delle onde sismiche all'interno del sottosuolo e permette quindi di conoscerne il tempo di percorrenza in ogni punto ed il tempo di arrivo in superficie. I concetti di raggi e tempi di percorrenza sono, quindi, strettamente legati tra loro.

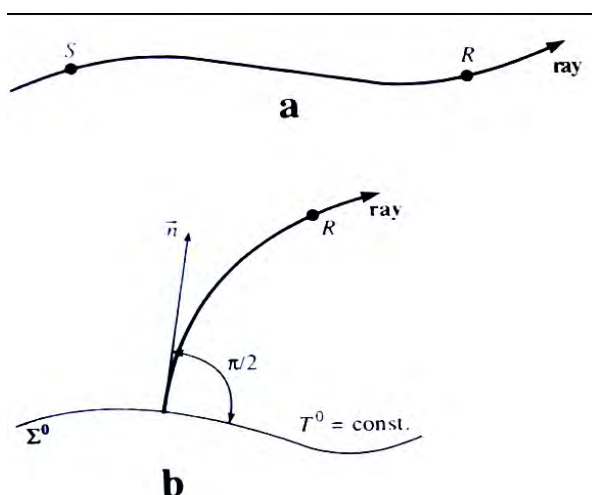
In un mezzo elastico e isotropo, l'applicazione dei metodi asintotici (alta frequenza) alle equazioni elastodinamiche porta alla separazione del campo d'onda in due onde, che possono propagarsi separatamente: onde P e onde S (Cerveny, 2001). Il tempo di percorrenza (T) e i raggi di queste onde sono controllati dalle equazioni iconali:  $(\nabla T)^2 = 1/\alpha^2$  per le onde P e  $(\nabla T)^2 = 1/\beta^2$  per le onde S, dove  $\alpha$  e  $\beta$  sono le velocità locali delle onde P ed S. Le equazioni iconali sono equazioni alle derivate parziali, non lineari e del primo ordine. In campo matematico, di solito, sono risolte per T in termini di certe caratteristiche (Bleistein, 1984). Le caratteristiche dell'equazione iconale sono delle traiettorie, descritte da un sistema di equazioni differenziali ordinario che può essere risolto facilmente attraverso procedure numeriche comuni. Il vantaggio principale delle caratteristiche dell'equazione iconale è che il tempo di percorrenza (T) lungo di esse può essere facilmente calcolato. Nella teoria dei raggi sismici, si definiscono i raggi come caratteristiche dell'equazione iconale e il sistema di equazioni differenziali ordinarie che descrive le caratteristiche prende il nome di *ray-tracing system*. Quest'ultimo può essere espresso in varie forme; nei mezzi stratificati dobbiamo integrare la definizione di raggi, basata sulle caratteristiche dell'equazione iconale, con la legge di Snell, nei punti in cui i raggi toccano un'interfaccia.

Ci sono due tipi principali di *ray-tracing*: *ray-tracing* con valore iniziale (*initial-value ray-tracing*) e *ray-tracing* con valore al contorno (*boundary-value ray-tracing*).

Nell'*initial-value ray-tracing*, la direzione del raggio è nota in un qualche punto della traiettoria o, al limite, può essere determinata facilmente da altre informazioni note (ad esempio la direzione è nota su una superficie iniziale). La posizione del punto e la direzione della traiettoria in quel punto costituiscono le condizioni iniziali del *ray-tracing system* e la traiettoria del raggio può essere calcolata con l'accuratezza richiesta utilizzando diversi metodi: numerici, analitici e semianalitici.

Il *boundary-value ray-tracing* gioca un ruolo considerevolmente più importante in sismologia e nell'esplorazione sismica ma è anche molto più complesso e dispendioso in termini di tempo. Nel *boundary-value ray-tracing* la direzione del raggio non è nota in alcuno dei suoi punti, ma sono note altre condizioni. Ad esempio si cerca il raggio di un tipo d'onda particolare (diretta, riflessa, ecc.) che

connette due punti dati e in questo caso si parla di tracciamento da punto a punto (*two point ray-tracing*, Fig. 1-7 (a)).



**Figura 1-7 Boundary value ray-tracing: (a) tracciamento da punto a punto; (b) tracciamento da una superficie iniziale fissata ad un punto (da Cerveny, 2001).**

Il tracciamento da punto a punto è utilizzato, ad esempio, nella localizzazione degli ipocentri dei terremoti, nella costruzione dei sismogrammi sintetici e nella soluzione di diversi problemi inversi (che includono tomografia e migrazione). Un altro esempio di *boundary-value ray-tracing* è il tracciamento da una superficie iniziale fissata ad un punto (*initial surface-fixed point ray-tracing*, Fig. 1-7 (b)) in cui, la distribuzione del tempo di percorrenza iniziale ( $T^0$ ), è data lungo una superficie iniziale ( $\Sigma^0$ ) e si vuole trovare il raggio che collega la superficie ad un punto fissato (R).

Per risolvere un problema di *boundary-value ray-tracing*, come quelli appena visti, si possono utilizzare, principalmente, *shooting methods* oppure *bending methods*. Il primo (*shooting method*) è una procedura iterativa che impiega l'*initial-value ray-tracing*. Ad esempio, se si vuole risolvere un problema di tracciamento tra due punti (R e S, Fig. 1-8), si prende uno dei due punti come punto iniziale (ad esempio S) e da questo si “sparano” raggi con diversi angoli di partenza in direzione dell’altro punto (R). I vari tentativi (iterazioni) si fermano quando si trova il raggio che collega i due punti. Vari metodi sono usati per accelerare le iterazioni come ad esempio il metodo dell’approssimazione del raggio parassiale (*paraxial ray approximation*).

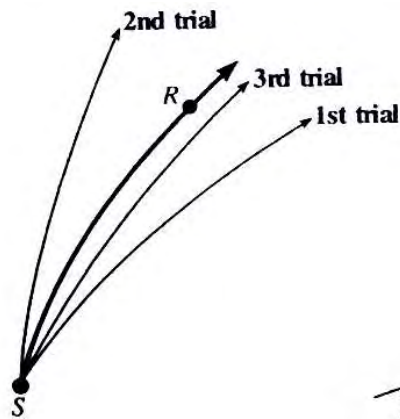


Figura 1-8 Soluzione di un problema di tracciamento da punto a punto mediante *shooting method* (da Cerveny, 2001).

Con il *bending method* non si utilizza l'*initial-value ray-tracing*, ma si ipotizza un percorso iniziale del raggio che poi si perturba iterativamente fino a trovare la soluzione del problema. La traiettoria ipotizzata inizialmente non deve necessariamente corrispondere ad un qualche raggio ma può essere semplicemente una curva che connette i punti S ed R (Fig. 1-9). Perciò questo metodo non rappresenta una soluzione completa, ma dipende dall'algoritmo utilizzato per stimare il raggio iniziale (*ray estimator*) e poi dalla correzione di questa traiettoria (*postprocessor*). Il *bending method* che è sicuramente più veloce dello *shooting method* si rivela molto efficace in combinazione con altri metodi. Ad esempio, si integra bene proprio con lo *shooting method* allorquando bisogna determinare raggi difficili da “sparare” come le onde “leggermente rifratte”.

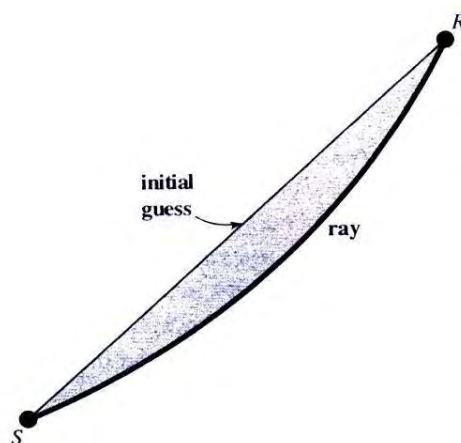


Figura 1-9 Soluzione di un problema di tracciamento da punto a punto mediante *bending method* (da Cerveny, 2001).

Fino ad ora sono stati analizzati metodi per calcolare il *ray-tracing* e, come conseguenza, il

tempo di percorrenza dei diversi tipi di onde. I tempi di percorrenza sono, spesso, un risultato più importante del *ray-tracing*. Per questo motivo sono stati sviluppati metodi in grado di calcolare direttamente i tempi di percorrenza e i fronti d'onda senza calcolare il *ray-tracing*, oppure in combinazione con il *ray-tracing*. Ad esempio, tra i metodi sviluppati per calcolare i tempi di percorrenza dei primi arrivi in modelli formati da griglie in due o tre dimensioni, si possono ricordare il *network shortest-path ray-tracing* e il metodo alle differenze finite (Vidale, 1988). In particolare, il primo, calcola il minimo tempo di percorrenza tra una sorgente S ed un ricevitore R, basandosi sulla teoria dei grafi. La traiettoria corrispondente al minimo tempo di percorrenza prende il nome di *shortest path*.

Infine, un metodo che differisce sia da quelli utilizzati per il calcolo del *ray-tracing* che da quelli impiegati nel calcolo diretto dei tempi di percorrenza, è il metodo della costruzione del fronte d'onda (*wavefront construction method*, Vinjie et al., 1993). I fronti d'onda sono calcolati, progressivamente, partendo da quello iniziale e utilizzando elementi corti dei raggi, calcolati con il *ray-tracing*.

## 1.5 INVERSIONE

Il *ray-tracing* permette di calcolare il tempo di percorrenza di un raggio da una sorgente ad un ricevitore. Allora, per un campo di velocità continuo  $v(x, z)$ , il tempo di percorrenza  $t$  tra una sorgente ed un ricevitore, lungo un percorso  $L$ , è dato nella forma integrale da:  $t = \int_L \frac{1}{v} dx, z$ .

Per semplificare la notazione possiamo introdurre il concetto di *slowness* (lentezza)  $s$  che non è altro che l'inverso della velocità. Si ha quindi:  $t = \int_L s(x, z) dl$ .

In termini discreti:  $t = \sum s_i l_i$  dove  $l_i$  e  $s_i$  sono rispettivamente la lunghezza del percorso e la *slowness* nell' $i$ -esimo segmento percorso dal raggio.

Queste equazioni descrivono il problema diretto, cioè quello di calcolare i tempi di percorrenza nota la velocità che, come si è visto, si può risolvere mediante *ray-tracing*. L'inversione dei tempi di percorrenza dei raggi, invece, è un problema non lineare poiché il loro percorso è funzione delle velocità. Bisogna perciò ricorrere a metodi iterativi e approssimati.

Uno dei programmi di inversione più usati nella sismica WAR/R è quello ideato da Zelt e Smith

nel 1992 (ZS92) e permette di determinare simultaneamente un modello bidimensionale delle velocità e delle strutture lungo un profilo sismico. Tra i principali vantaggi di questa inversione simultanea vi è la capacità di dare una valutazione del modello di velocità ottenuto, in termini di risoluzione spaziale, incertezza e non unicità.

Il problema della non linearità dell'inversione viene in questo caso risolto utilizzando un modello iniziale e lo sviluppo in serie di Taylor, tralasciando i termini di ordine superiore. Per l'i-esimo tempo di percorrenza si ha:  $t_i = t_i^0 + \sum \frac{\partial t_i}{\partial m_j} \Delta m_j$  dove  $m_j$  sono i parametri del modello (per esempio profondità del riflettore o la velocità),  $\Delta m_j = m_j - m_{j0}$  con  $m_{j0}$  parametro del modello iniziale.

Si può porre la differenza tra tempo di percorrenza osservato e calcolato (tempo residuo di percorrenza dei raggi)  $t_i - t_{i0}$  uguale a  $\Delta t_i$ . Per tutti i tempi di percorrenza osservati allora si ha un sistema linearizzato che in forma matriciale si esprime come:  $A \Delta m = \Delta t$ . A è una matrice delle derivate parziali ( $\frac{\partial t_i}{\partial m_j}$ ), dimensionata  $M \times N$  dove M è il numero di dati osservati e N il numero di parametri del modello ( $m_j$ ),  $\Delta m$  è il vettore del parametro di aggiustamento del modello e  $\Delta t$  è il tempo residuo di percorrenza dei raggi. Sia  $\Delta t$  che A sono calcolati a ogni prova del tracciamento dei raggi. Il vettore  $\Delta m$  è calcolato da A e  $\Delta t$  e applicato al modello. A questo punto è nuovamente effettuato il *ray-tracing* sul modello aggiornato. Questo processo di aggiustamento iterativo è ripetuto fino a quando si ottiene un buon accordo fra i tempi ottenuti e quelli osservati sui dati reali.

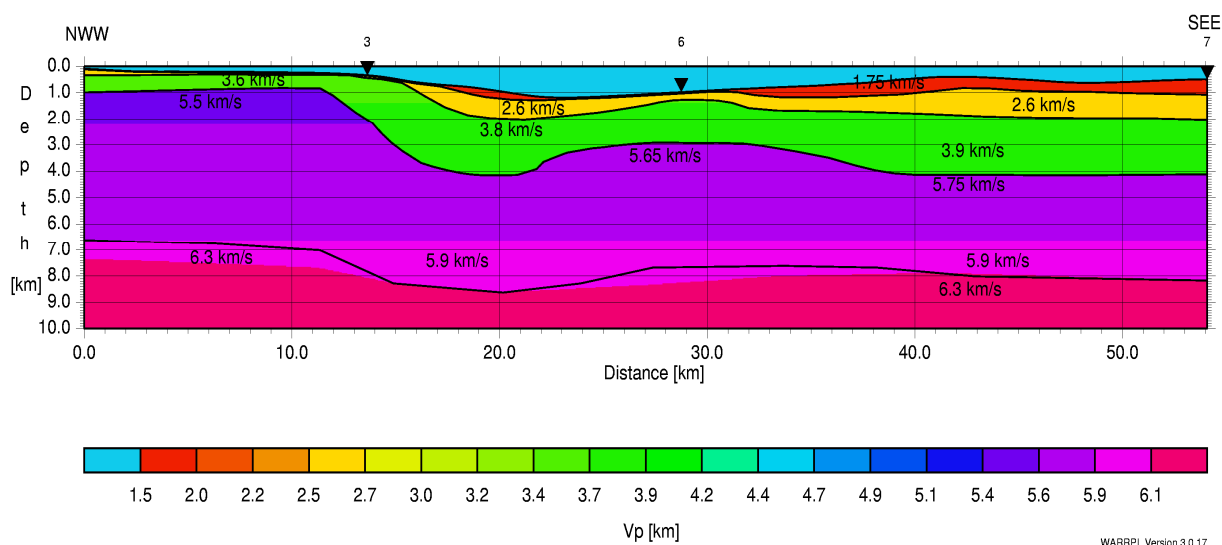
Per valutare la bontà di un risultato si usa il chi quadro normalizzato ( $\chi$ ) (Bevington, 1969) che si può esprimere come :  $\chi^2 = 1/N \sum_{i=1} \left[ \frac{(t_{obsi} - t_{calci})}{t_{erri}} \right]^2$  in cui N è il numero totale dei *picks* osservati,  $t_{obsi}$  è il tempo osservato per l'i-esimo *pick*,  $t_{calci}$  è il tempo di percorso calcolato per l'i-esimo *pick* dal modello finale e  $t_{erri}$  è l'errore o incertezza associata all'i-esimo *pick*. Valori di  $\chi^2$  uguali a uno indicano che i dati sono stati aggiustati in accordo alle incertezze a loro assegnate e quindi teoricamente un interprete può fermare le iterazioni quando raggiunge tale valore. Tuttavia, in pratica, ci sono anche altri fattori decisivi per valutare il risultato finale. Modellare con l'algoritmo ZS92 comporta alcune scelte di carattere soggettivo e perciò durante l'intero processo di inversione dei tempi di percorso, incominciando con la preparazione dei dati e passando per la scelta di un modello anziché di un altro, è richiesto un giudizio dell'utilizzatore.



## 1.6 ESEMPIO 1

In Fig. 1-10 e 1-11 è presentato un esempio di modello di velocità e *ray-tracing* ottenuti utilizzando un approccio diretto. Il profilo sismico è costituito da tre OBS distanti l'uno dall'altro rispettivamente circa 15 e 25 km lungo i quali è stato energizzato con *airgun* circa ogni 120 m.

Alla velocità dell'acqua è stato assegnato il valore di 1500 m/s che, assieme alla batimetria, permette di vincolare nella parte alta del modello il campo di velocità. Successivamente è stato inserito uno strato alla volta, partendo dal più superficiale e proseguendo mano a mano verso il più profondo, fino ad arrivare ad un totale di cinque strati. Ad ognuno di questi è stata assegnata una velocità iniziale ed un gradiente di velocità in profondità. Partendo dal più superficiale, gli strati hanno mediamente velocità di 1.8, 2.6, 5.8 e 6.3 km/s.

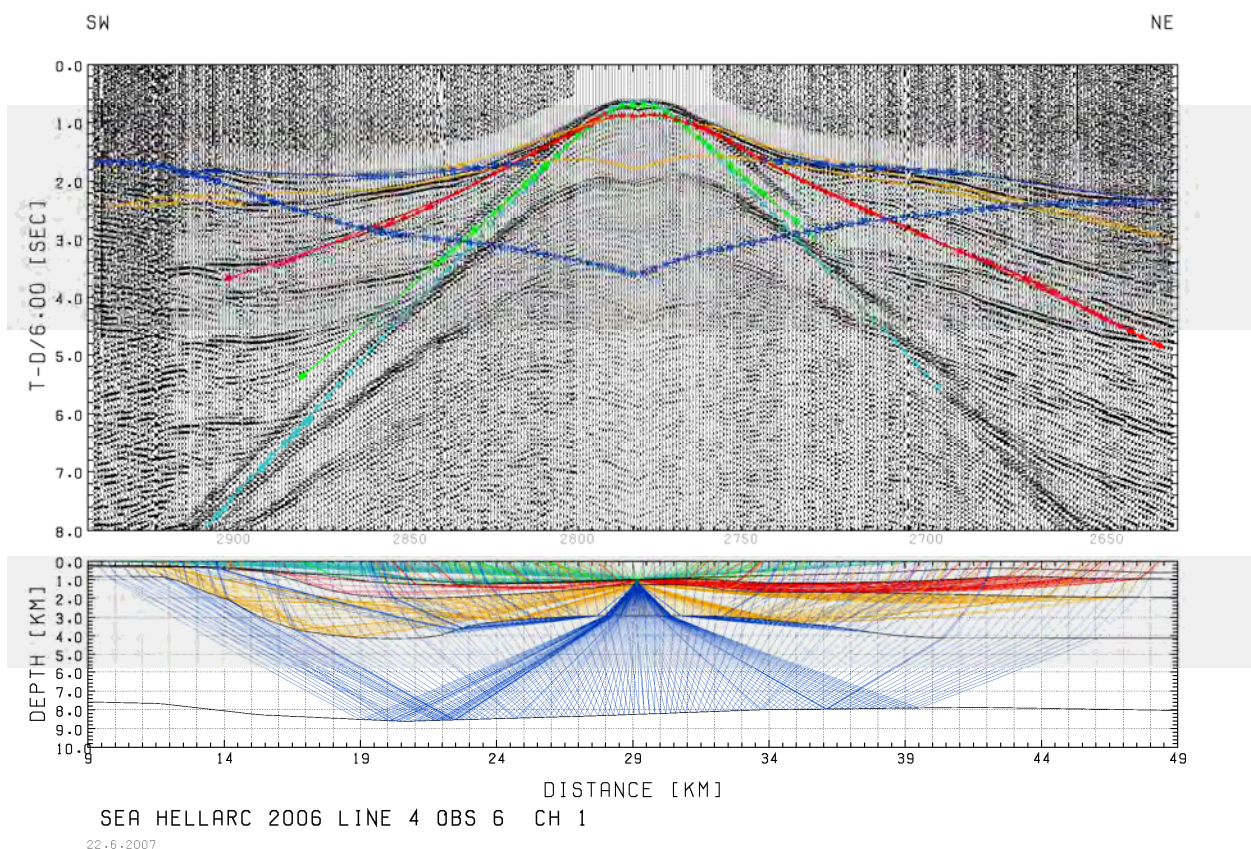


**Figura 1-10 Modello di velocità ottenuto impiegando una modellistica diretta.**

Ogni volta che viene aggiunto uno strato è possibile ricostruire il percorso dei raggi tramite *ray-tracing* per ogni posizione OBS e verificare perciò se il modello produce risultati in accordo coi dati registrati. In questo caso è stato utilizzato l'algoritmo di *ray-tracing* SEIS 83 (Cerveny and Psencik, 1984) che si basa sul metodo del tracciamento dei raggi tra due punti.

In Fig. 1-11 è presentato il *ray-tracing* e il calcolo dei tempi percorsi dalle onde sovrapposto alla sezione OBS registrata (OBS *gather*) per l'OBS posizionato circa al centro del profilo di Fig. 1-10.

L'identificazione delle fasi sismiche sulla sezione registrata non è agevole, a causa del basso rapporto tra segnale e rumore e della presenza di multiple in prevalenza generate dal fondo marino. Per questo motivo, le fasi che si possono identificare con certezza sono solamente quelle legate ai primi arrivi e costituite dalle rifrazioni provenienti dai vari strati.



**Figura 1-11** Ray-tracing e calcolo dei tempi di percorrenza (colori) sovrapposti all'OBS gather posizionato circa al centro del profilo.

Non potendo distinguere le riflessioni viene a mancare un importante vincolo alla costruzione del modello. Si noti, in tal senso, che la riflessione prodotta dall'interfaccia tra il quarto e il quinto strato (in blu nella figura) non ha alcun riscontro sulla sezione registrata e per tale motivo l'ultimo strato costituisce, un artificio introdotto dal modellatore.

Infine bisogna ricordare che l'operazione di controllo sulla bontà del modello ottenuto deve essere effettuata su tutti gli OBS gathers e quindi in questo esempio anche sugli altri due OBS.

## 1.7 ESEMPIO 2

Vediamo l'applicazione del metodo inverso ad un *set* di dati sintetici, utilizzando il *software* "xrayinvr", elaborato da Zelt e Smith nel 1992 (ZS92) e capace sia di effettuare il *ray-tracing* che di invertire i tempi di arrivo. I dati sono costituiti da un profilo lungo 300 km avente due soli scoppi posti alle estremità e 60 ricevitori posizionati ogni 5 km. I sismogrammi sintetici dei due scoppi sono mostrati in Fig. 1-12 e 1-13 con la correzione di LMO e velocità di riduzione pari a 8 km/s.

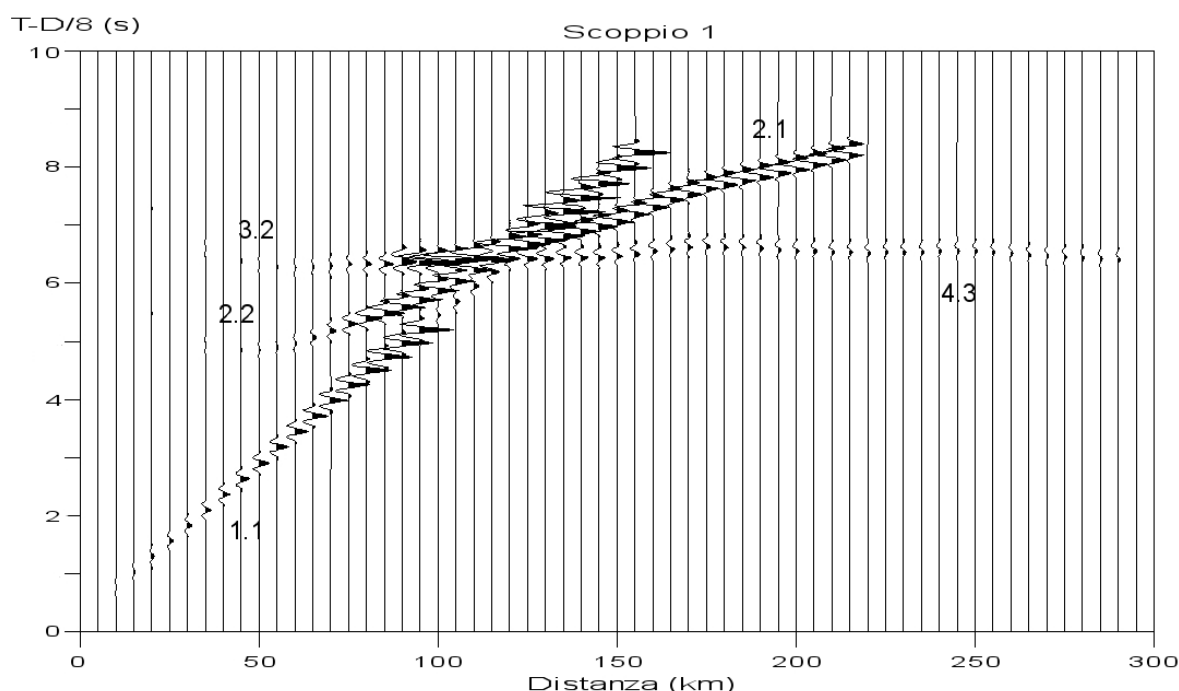
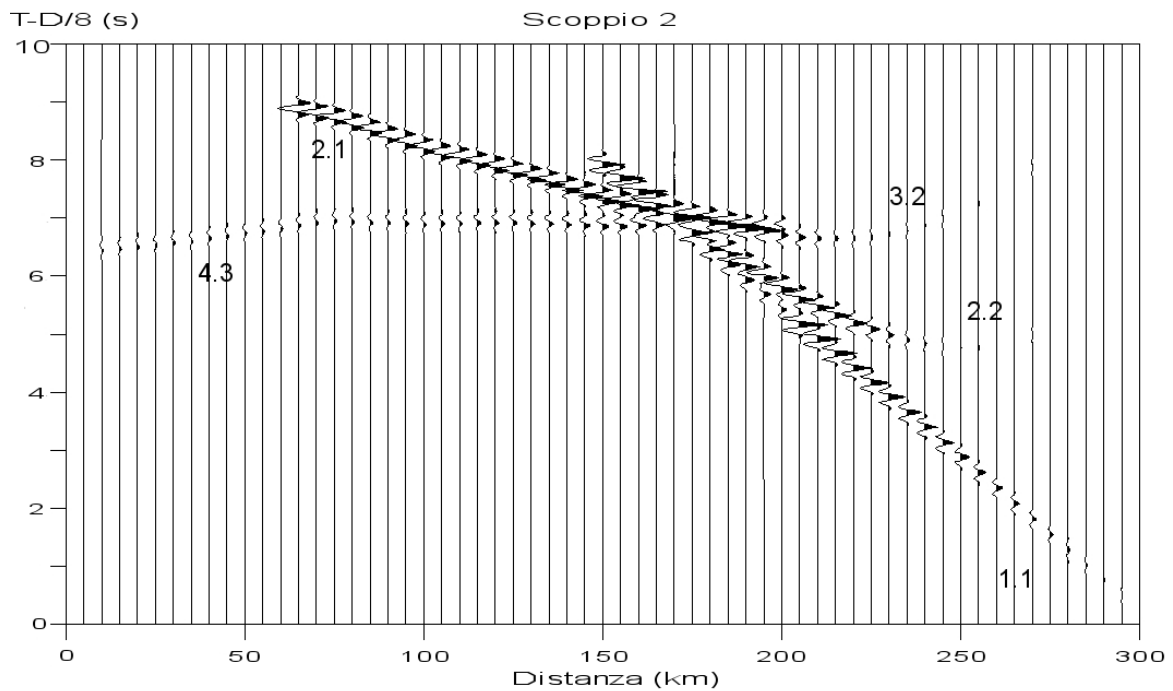


Figura 1-12 Sismogramma sintetico del primo scoppio.

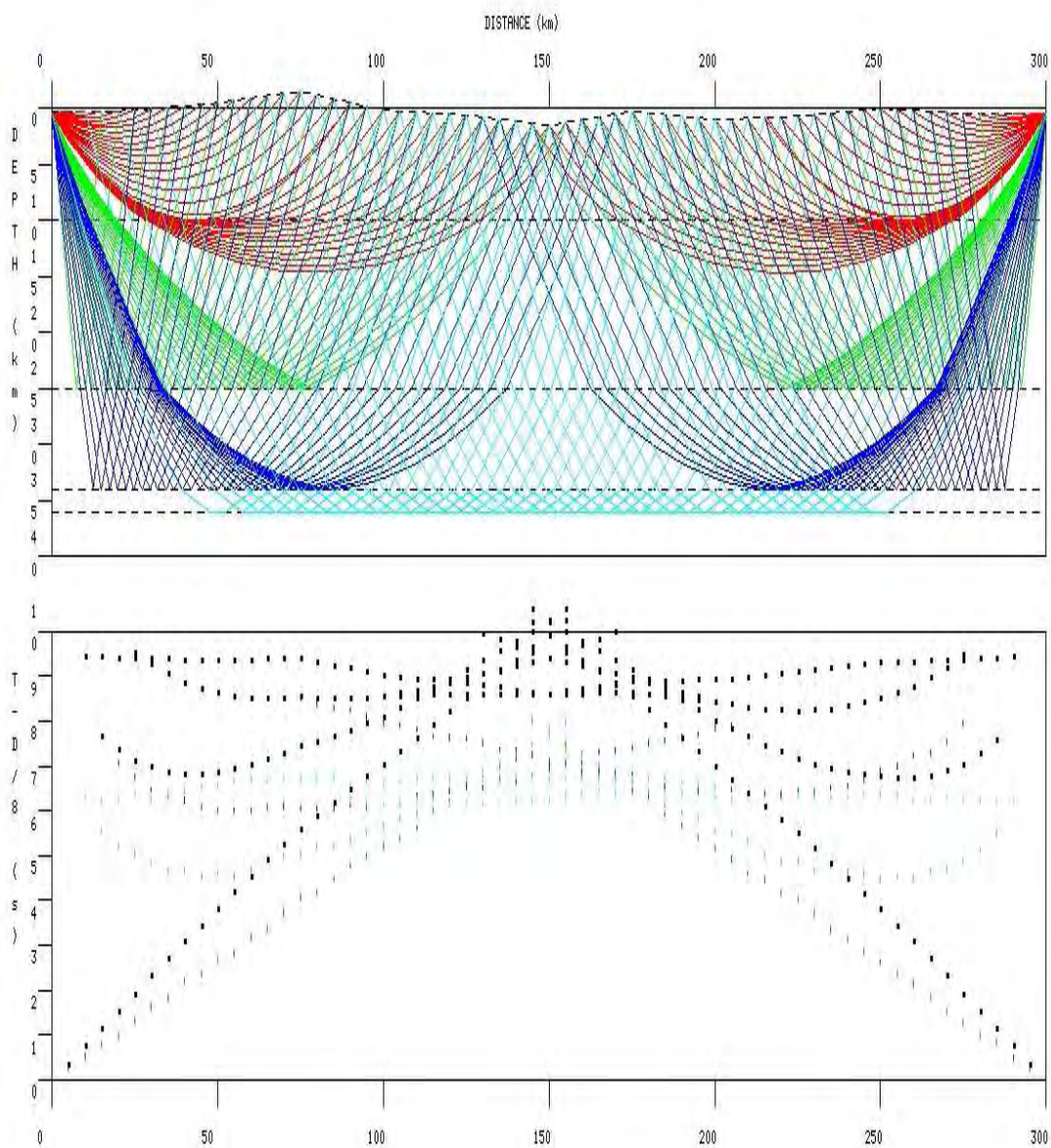
Per prima cosa è necessario identificare le fasi sismiche sulle quali si baserà l'inversione e il confronto con i tempi calcolati. Nel programma ZS92 i *picks* osservati possono appartenere a onde di penetrazione, riflessioni oppure onde di testa e vengono indicati con una sigla in cui il primo numero indica lo strato cui appartengono mentre il secondo la fase (1 per onde di penetrazione (*turning rays*), 2 per riflessione e 3 per onde di testa). Ad esempio, con 2.2 sono indicati gli arrivi delle onde riflesse dal secondo strato, mentre con 4.3 sono indicati gli arrivi delle onde di testa che viaggiano all'interno del quarto strato.



**Figura 1-13 Sismogramma sintetico del secondo scoppio.**

Per poter identificare le fasi è necessario costruire un modello iniziale di velocità anche basandosi sulle velocità apparenti degli arrivi riconoscibili sui sismogrammi.

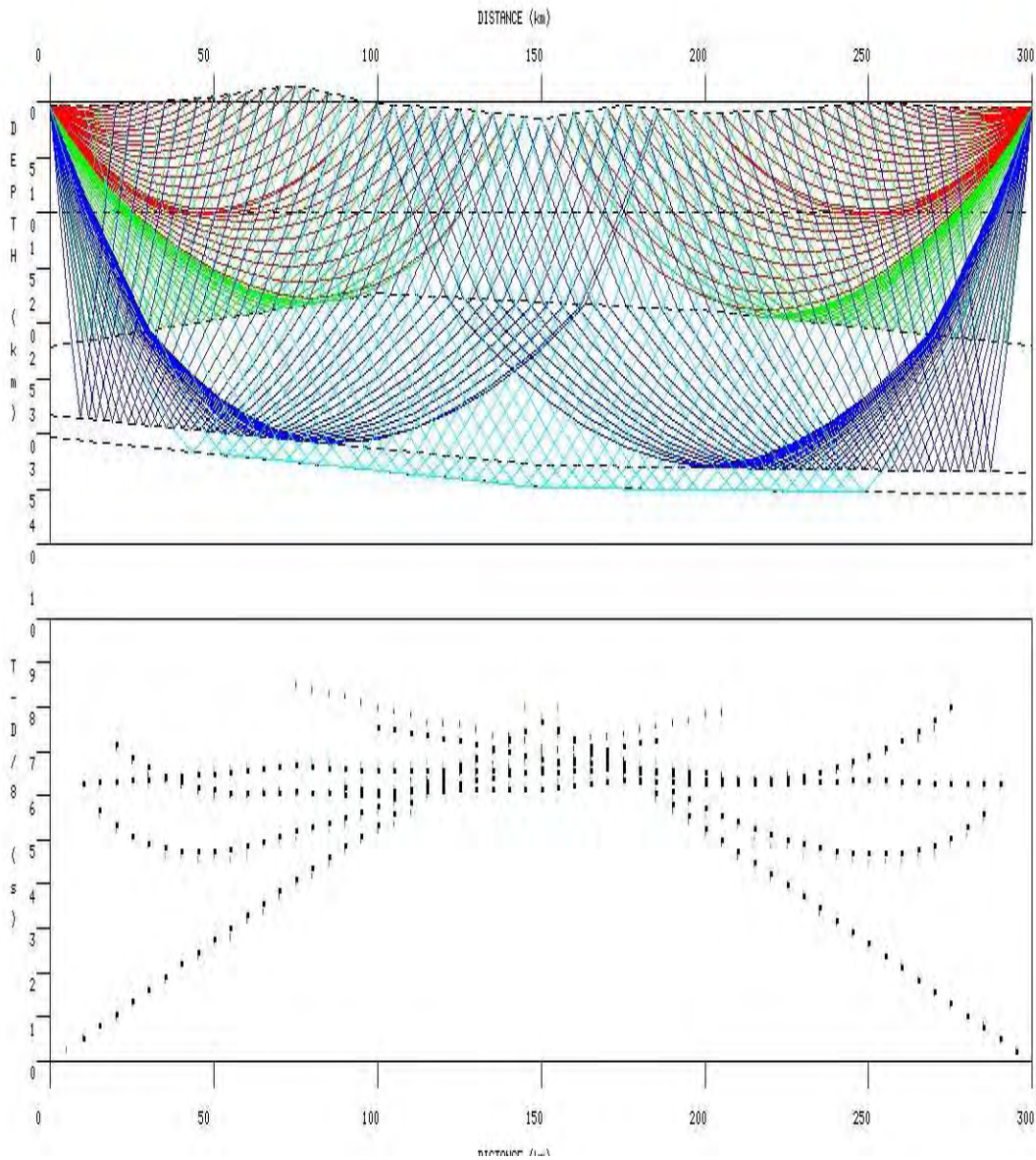
È stato scelto di costruire un modello iniziale a cinque strati, con velocità che vanno da 5 a 8 km/s, e le fasi identificate sono segnate nelle figure, con 1.1, 2.1, 2.2, 3.2, 4.3. Utilizzando il *ray-tracing* su questo modello è possibile avere un primo confronto fra il tempo di arrivo calcolato (trattini neri) e quello osservato (trattini colorati) sui sintetici (Fig. 1-14).



**Figura 1-14 Ray-tracing e confronto fra tempi di percorrenza calcolati (trattini neri) e osservati (trattini colorati) per il modello iniziale.**

Come è lecito aspettarsi lo scarto risulta consistente, ma, a differenza del metodo diretto in cui bisogna aggiustare manualmente il modello finché non si ottengono risultati accettabili, possiamo ora utilizzare l'algoritmo di inversione. Già dopo due inversioni si ha un buon accordo tra tempi calcolati e osservati (Fig. 1-15) con un  $\chi^2$  pari a 1.049 e uno scarto quadratico medio dei tempi percorsi di 51 ms.





**Figura 1-15 Ray-tracing e confronto fra tempi di percorrenza calcolati (trattini neri) e osservati (trattini colorati) per il modello ottenuto dopo 2 iterazioni.**

Il modello finale ottenuto è visualizzato in Fig. 1-16.

L'inversione ha non solo modificato e ottimizzato il campo di velocità, ma anche le interfacce che separano strati rappresentanti unità con diverse proprietà fisiche.

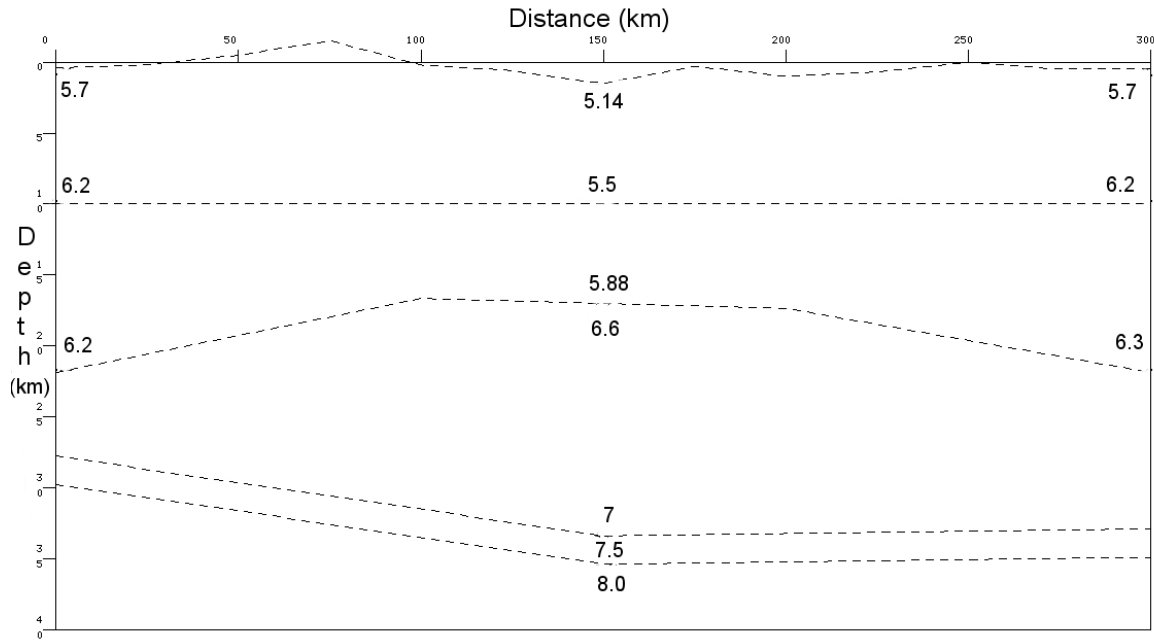


Figura 1-16 Modello di velocità finale ottenuto, dopo 2 iterazioni.

## 1.8 GEOMETRIE DI ACQUISIZIONE

La sismica WAR/R può essere applicata sia su dati da acquisire a terra che a mare. Per quanto riguarda la sismica a mare si possono avere due tipologie di acquisizione: con *streamer* e con OBS. L'acquisizione con *streamer* è condizionata dalla lunghezza del cavo e quindi gli *offsets* in genere non superano i 6 km. Una variante, molto costosa, è rappresentata dall'acquisizione con due navi che trainano ciascuna uno *streamer* e che si muovono nella stessa direzione ad una distanza fissata e costante (Fig. 1-17).

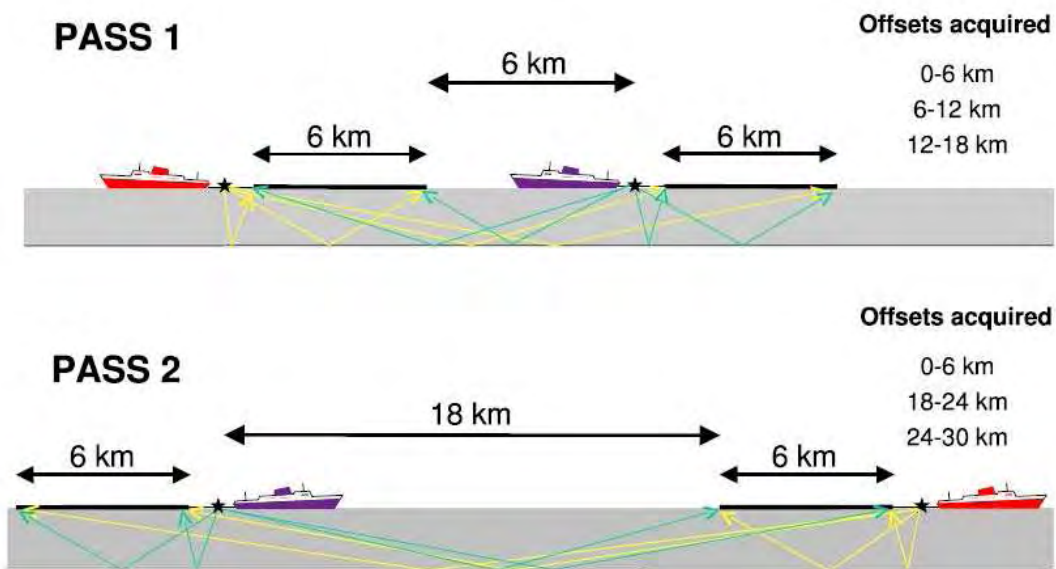


Figura 1-17 Esempi di acquisizione sismica WAR/R utilizzando due navi (da Masoomzadeh, 2005).

Gli OBS invece sono dei sismometri da fondo marino che vengono calati in mare, registrano le onde prodotte dalla sorgente e sono recuperati al termine dell'acquisizione (Fig. 1-18). I rilievi di tipo crostale richiedono tempi di registrazione elevati (oltre 15 secondi), geofoni con frequenza naturale bassa (4,5 – 10 Hz) e passo di campionamento di 4 ms. Quest'ultimo comporta una frequenza di Nyquist di 125 Hz e una frequenza di taglio anti-aliasing di 62,5 Hz, al di sopra della banda di interesse.

L'energizzazione, che deve garantire un'elevata penetrazione e basse frequenze (< 60 Hz), è effettuata, lungo i profili OBS, con batterie (*array*) di cannoni ad aria compressa (*airgun*), trainati da una nave. Gli scoppi sono sincronizzati affinché gli impulsi primari interferiscano costruttivamente (*tuned mode*) e per questo le batterie sono costituite da cannoni di diverso volume. Il metodo *single*



*bubble* (SINBUS) è stato impiegato per sincronizzare i cannoni sul primo impulso di bolla ottenendo una maggiore potenza di sparo su una banda di frequenze ottimale per l'alta penetrazione (Avedik et al., 1995). La cadenza di sparo dei cannoni, deve essere tale da evitare problemi di sovrapposizione dovuti ai segnali sismici riflessi da orizzonti profondi.

Basandosi su analisi teoriche e pratiche, per poter registrare rifrazioni e riflessioni a grande angolo, sono comunemente accettati *offsets* quattro volte maggiori della profondità della formazione che rappresenta l'obiettivo dell'indagine. Quindi, la profondità dell'obiettivo deve essere quantomeno approssimata. Se vogliamo utilizzare gli OBS anche per costruire immagini sismiche a riflessione, dobbiamo garantire una copertura adeguata (superiore al 600 %).

Nei rilievi sismici effettuati con OBS, contrariamente a quanto avviene comunemente nella sismica a terra, si hanno pochi punti di registrazione e numerosi scoppi. Per questo motivo i dati registrati sono inizialmente ordinati in *common receiver gather* o *common OBS gather* e raccolgono tutti gli scoppi registrati da ogni singolo OBS.

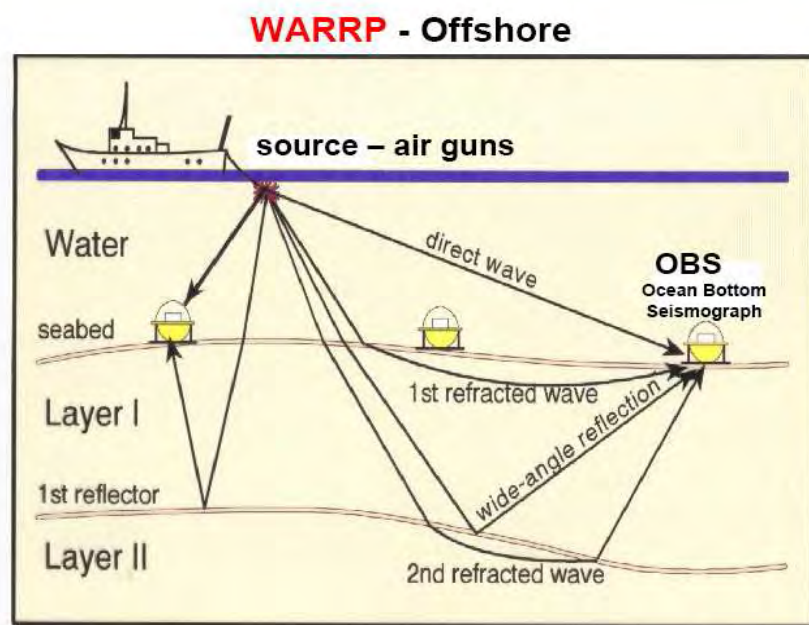
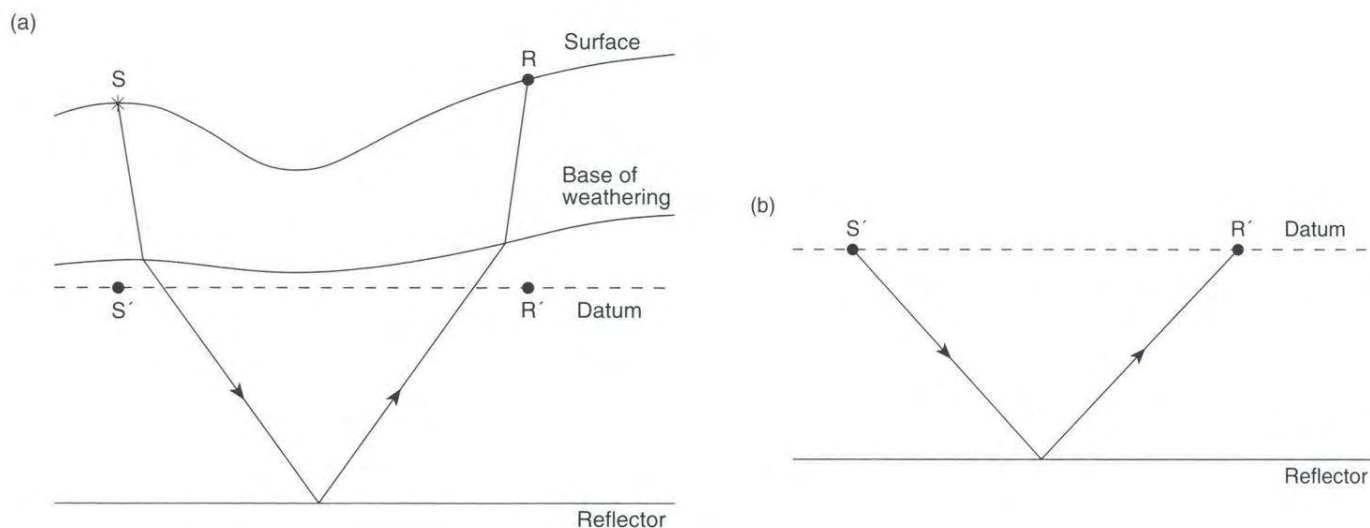


Figura 1-18 Esempio di acquisizione e percorso schematico delle onde durante un esperimento di sismica WARRP.

## 1.9 CORREZIONI STATICHE

Le correzioni statiche, spesso abbreviate semplicemente in "statiche", sono definite da Sheriff (2002) come: "Correzioni applicate a dati sismici per compensare gli effetti dovuti a variazioni di elevazione, spessore del *weathering*, velocità del *weathering*, oppure a variazioni del *datum* di riferimento. L'obiettivo è determinare i tempi di arrivo delle riflessioni che si osserverebbero se tutte le misure fossero fatte su una superficie (solitamente) piana senza la presenza di materiale alterato o a bassa velocità."

Il principio su cui si basano le correzioni statiche è illustrato in Fig. 1-19 (Cox, 1999) che descrive un semplice esperimento in cui si mostra il percorso di un'onda da una sorgente (S) ad un ricevitore (R), posizionati lungo la superficie topografica. L'onda incontra due strati: uno strato alterato (*weathered*) a bassa velocità che sta sopra uno strato che giunge fino ad un riflettore (Fig. 1-19 (a)). Poiché il rapporto tra la velocità dello strato alterato e quella del secondo strato è piccolo, il percorso dell'onda all'interno dello strato alterato è vicino alla verticale ( $< 15^\circ$ ) e cambia direzione all'interfaccia con il secondo strato.



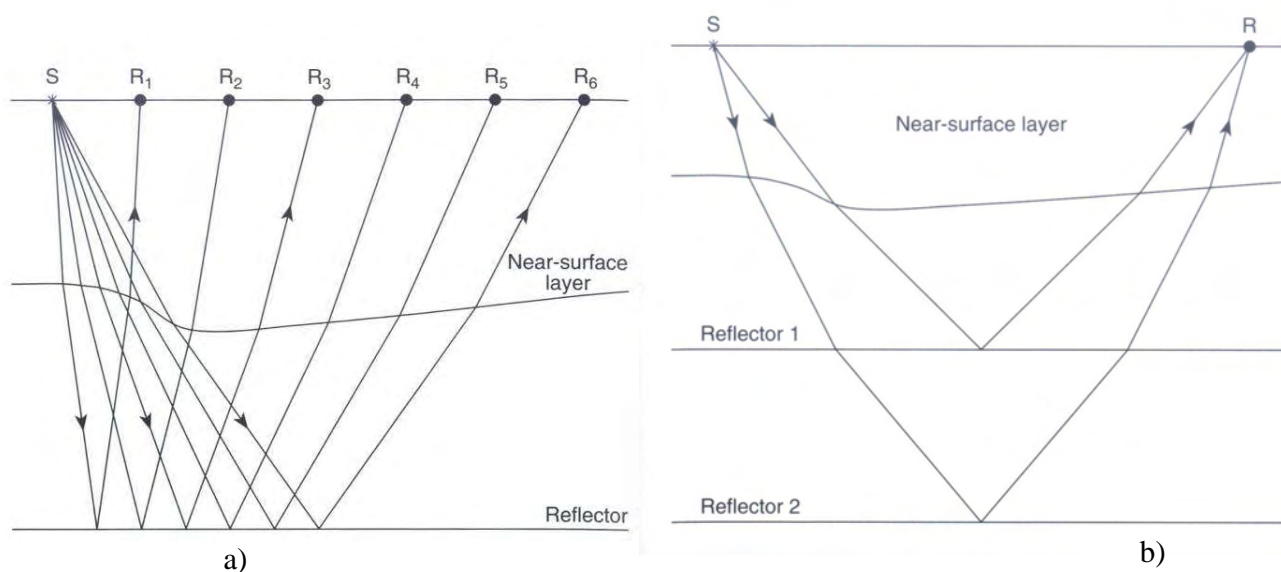
**Figura 1-19** Sezione trasversale schematica della terra con i percorsi dei raggi da una sorgente (S) ad un ricevitore (R) che illustra il principio delle correzioni statiche. (a) Dati originali con S ed R posizionati sulla superficie topografica. (b) Pseudo-sorgente (S') e pseudo-ricevitore (R') posizionati sul nuovo piano di riferimento (*datum*) (da Cox, 1999).

Applicare le statiche significa rimpiazzare l'esperimento di Fig. 1-19 (a) con l'esperimento di Fig. 1-19 (b) in cui sia la sorgente (S') che il ricevitore (R') sono stati spostati verticalmente, sotto S ed

R, fino al nuovo piano di riferimento. Il percorso delle onde all'interno dello strato sottostante il *weathering* (Fig. 1-19 (b)) è leggermente differente rispetto a quanto accade prima di applicare le statiche (Fig. 1-19 (a)).

Questo introduce il seguente problema: un semplice spostamento in tempo della traccia sismica, pari alla corrispondente correzione statica, non produce esattamente la registrazione sismica che si avrebbe se sorgente e ricevitore fossero spostati fisicamente sul piano di riferimento scelto. La discrepanza nei percorsi è tanto più piccola, quanto più il percorso all'interno dello strato alterato tende ad essere verticale, e quanto più il piano di riferimento si avvicina alla base dello strato alterato.

A ciò bisogna aggiungere che la correzione statica, così come è stata fin'ora definita, non tiene conto né dell'*offset* tra sorgente e ricevitore (Fig. 1-20 (a)), né della profondità del riflettore (Fig. 1-20 (b)), ma solamente delle posizioni sulla superficie di registrazione di sorgenti e ricevitori (*surface consistent*).



**Figura 1-21 a) Percorso dei raggi attraverso lo strato più superficiale, da una sorgente a sei ricevitori, che illustra le variazioni potenziali nel tempo di percorrenza, nello strato più superficiale, in funzione dell'*offset*, indicando così la necessità di statiche variabili con l'*offset*. b) Percorso dei raggi attraverso lo strato più superficiale, da una sorgente ad un ricevitore, che illustra le variazioni potenziali nel tempo di percorrenza, nello strato più superficiale, in funzione della profondità del riflettore, indicando così la necessità di statiche variabili col tempo (da Cox, 1999).**

Comunque, in molti rilievi sismici, le correzioni statiche sono sufficienti a risolvere problemi superficiali. Le eccezioni riguardano: aree in cui gli strati più superficiali o alterati sono spessi, aree in cui si hanno significativi cambiamenti laterali di velocità e spessore degli strati più superficiali e aree in

cui i riflettori sono molto pendenti. In queste condizioni particolari è necessario tenere conto di *offset* e profondità dei riflettori per il calcolo dei tempi di percorrenza, specialmente se il rapporto delle velocità tra lo strati profondi e gli strati più superficiali è basso. Quest'ultimo è il caso dei rilievi a mare, in cui la velocità dello strato alterato (velocità dell'acqua) è spesso non troppo distante dalla velocità dei sedimenti sotto il fondo marino. Inoltre in mare si possono avere profondità del fondo anche molto elevate e profili del fondo irregolari. In queste situazioni è preferibile impiegare un approccio basato sul *wave equation datuming* (WED) che ha la capacità di tenere conto dei reali percorsi delle onde all'interno del sottosuolo e quindi di applicare una correzione ai tempi delle tracce in funzione di *offset*, profondità dei riflettori (e quindi tempo della traccia) e riflessioni non verticali.

Il WED è stato applicato all'acquisizione con OBS nel progetto SEAHHELLARC e a dati di sismica ad alta risoluzione registrati a terra (linea Aquileia 1) ove anche il sub-areato con velocità comprese fra 1500 e 1700 m/s presenta variazioni di velocità significative lungo la linea sismica con risultato l'alterazione nei tempi di riflessione degli orizzonti più profondi e assetti tettonici non corretti.

**CAPITOLO 2**  
**PROGETTO SEHELLARC**

## 2.1 INTRODUZIONE

Il progetto europeo intitolato “*SEismic and tsunami risk Assessment and mitigation scenarios in the western HELLenic ARC*” (SEAHELLARC) appartiene al sesto programma quadro europeo, all’interno dell’area chiamata “*Global change and ecosystems, Reduction of seismic risks*”. Il progetto, iniziato nel 2006 e durato tre anni, ha coinvolto diversi istituti di ricerca europei ed è stato coordinato dalla Dr. J. Papoulia del “*Hellenic Centre for Marine Research*” (HCMR - Grecia). In particolare hanno partecipato: “*National Observatory of Athens*” (NOA - Grecia); Dipartimento di Ingegneria Civile ed Ambientale, sezione Ambiente e Georisorse (DICA), Università degli Studi di Trieste; “*Centre National de la Reserche Scientifique*” (CNRS – Francia); Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS); “*Gesellschaft fur Geophysikalische Untersuchungen mbH*” (GEOPRO – Germania); “*Orta Dogu Teknik Universitesi*” (METU – Turchia).

L’area geografica, oggetto di studio, corrisponde alla parte occidentale dell’Arco Ellenico compresa tra le città di Pirgos e Pilos (Grecia) (Fig. 2-1). Dal punto di vista sismico, questa è una tra le aree più attive dell’intero Mediterraneo, tanto da essere stata ripetutamente interessata da terremoti di grande magnitudo che hanno causato ingenti danni e perdite umane. Si possono ricordare il terremoto di Philiatra nel 1886 (M 7.3), di Zante-Keri nel 1893 (M 6.5), di Kiparissia nel 1899 (M 6.5), di Pylos nel 1947 (M 7.0), di Gargaliani nel 1997 (M 6.6) e quello di Methoni nel 2008 (M 6.7). Inoltre, in associazione a forti terremoti sono stati anche osservati alcuni tra i più violenti tsunami verificatisi nel mar Mediterraneo che hanno colpito coste anche molto lontane (Alessandria d’Egitto, mar Adriatico e Sicilia orientale) come nel 1630 e nel 1866. Accanto a questi, molti terremoti hanno causato tsunami locali ma violenti.

La crescita demografica e l’urbanizzazione estensiva per attività turistiche in questa parte del Peloponneso occidentale hanno aumentato significativamente il rischio sismico negli ultimi anni. Inoltre, molti edifici esistenti sono stati costruiti prima dell’introduzione di una qualche normativa in materia di costruzioni civili, avvenuta col primo codice edilizio greco nel 1959 e sono perciò molto vulnerabili.

Alla luce di quanto brevemente descritto, gli obiettivi principali, dichiarati nel progetto, sono:

- stabilire una rete per osservazioni sismiche e di tsunami sia al largo che vicino alla costa;
- mettere a punto una metodologia innovativa per la sicurezza sismica e contro gli tsunami e



la protezione delle aree costali, attraverso osservazioni e valutazioni simultanee di dati acquisiti sia al largo che sotto costa;

- migliorare la tecnologia e le capacità delle organizzazioni pubbliche e private coinvolte nel campo della valutazione del rischio sismico e di tsunami, portando la loro competitività a livelli internazionali;
- indagare preventivamente possibili scenari di rischio che possono trovare applicazione in aree sensibili del Peloponneso occidentale.

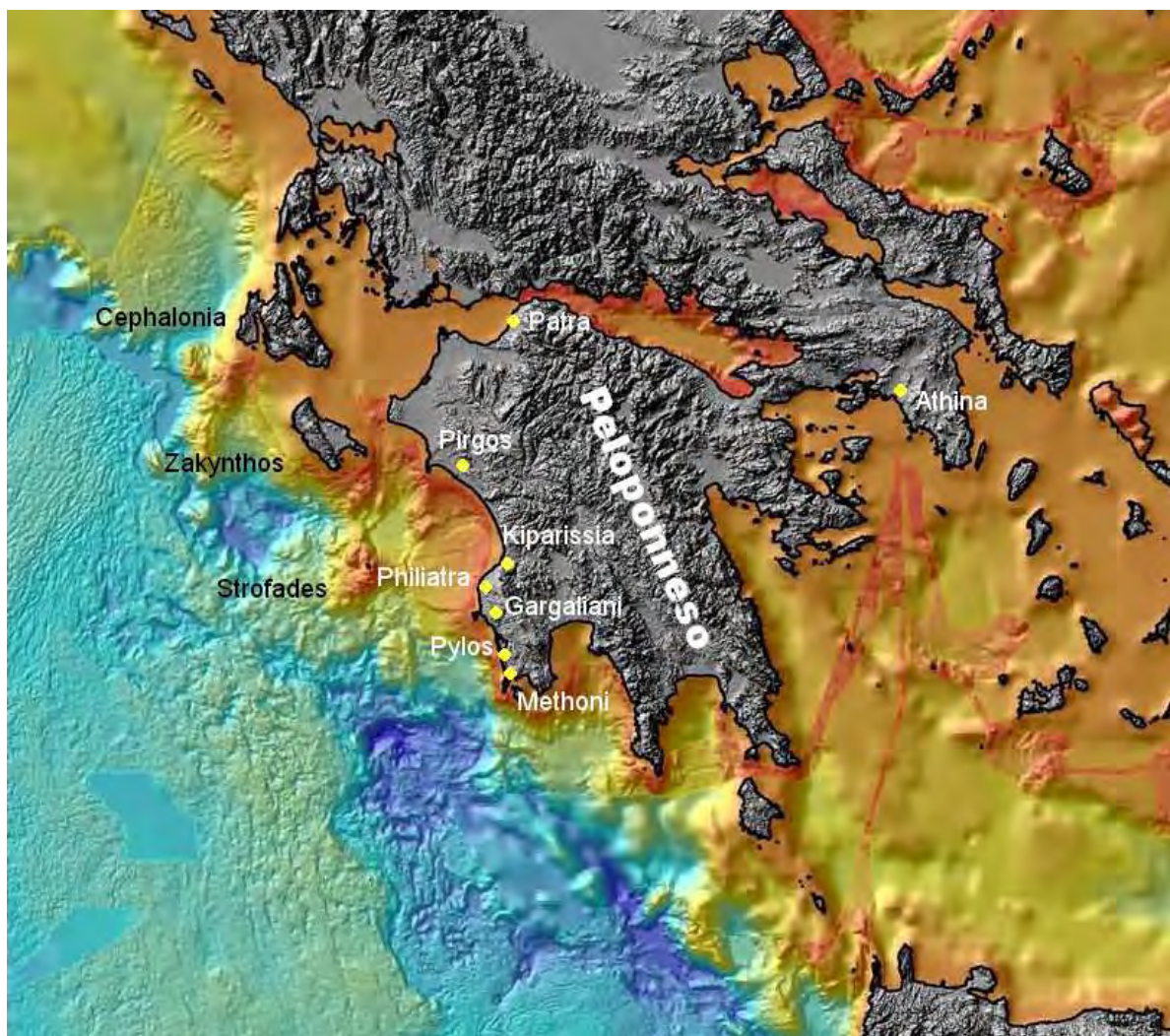
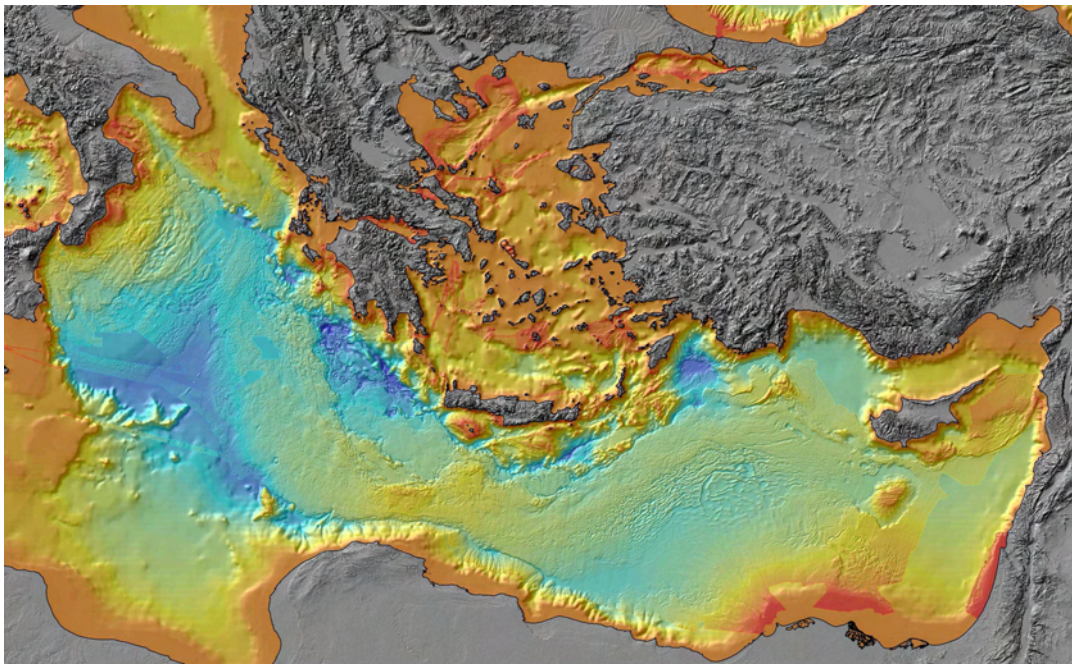


Figura 2-1 Area di interesse del progetto SEHELLARC.

## 2.2 QUADRO GEOLOGICO GENERALE

L'area studiata durante il progetto SEHELLARC è situata lungo il margine continentale del Peloponneso occidentale, tra l'isola di Zakyntos a Nord e la costa della penisola di Messinia. Questo tratto di margine, che si affaccia sul profondo bacino del mar Ionio, rappresenta il confine occidentale della subduzione ellenica attiva (Fig. 2-2).



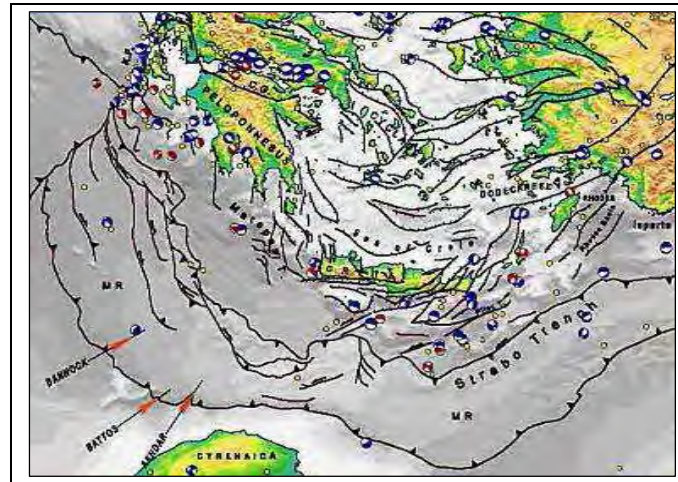
**Figura 2-2 Il margine continentale del Peloponneso nell'area del Mar Mediterraneo orientale (batimetria basata su una griglia 500 m DTM elaborata al Geoscience-Azur).**

Il processo di subduzione della placca africana sotto il margine meridionale dell'Eurasia, a partire dalla sutura dell'oceano tetideo nel Creta, è stato recentemente studiato da Jolivet e Brun (2010). Questi autori considerano l'evoluzione dell'area egea come conseguenza dell'azione della subduzione di crosta inferiore e mantello litosferico continua nel tempo fino all'attuale, con presenza di processi di delaminazione e disaccoppiamento della crosta inferiore e mantello dalla crosta superiore. Lo *slab* subdotto migra da Nord verso Sud e Sud-Ovest con meccanismo di *rollback*.

Nell'area delle Ellenidi Esterne l'estesa piattaforma Adriatica occupa originalmente il margine continentale passivo del blocco apulo ed è costituita precipuamente da carbonati di piattaforma depositati a partire dal Mesozoico inferiore in bacini poco profondi. Nel Trias inferiore si depositano anche le evaporiti, largamente presenti su aree molto vaste. Seguono i carbonati del Giurassico fino al



Giura medio-superiore, quando si ha la rottura della piattaforma Apula con la suddivisione in alti strutturali (*ridges*) e bacini (*half grabens*) e deposizione di formazioni carbonatiche di *shelf* o di cunei prismatici bacinali, rispettivamente.



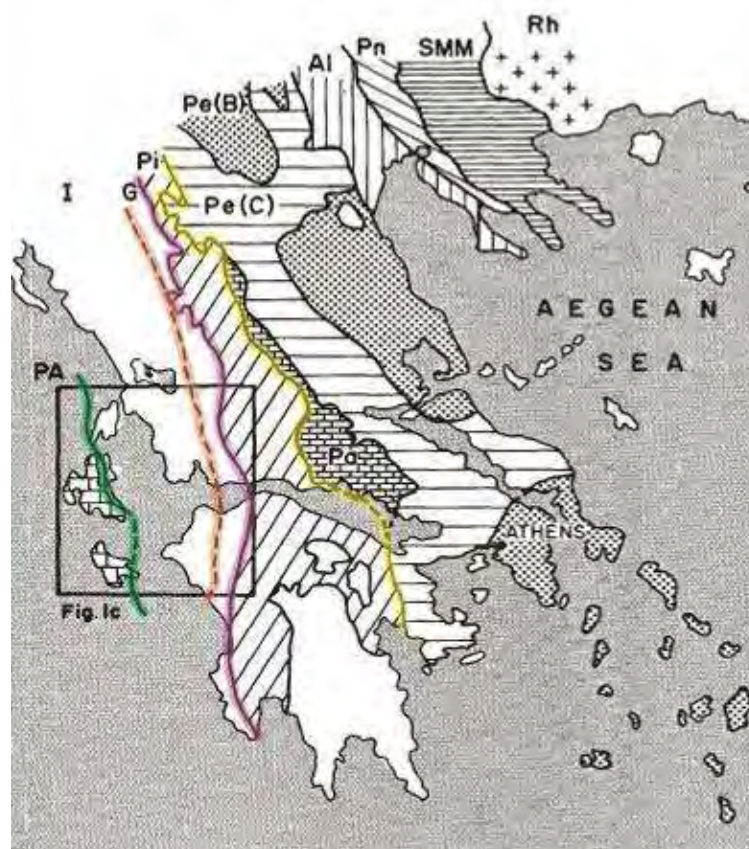
**Figura 2-3** Mappa schematica (modificata da Chamot-Rooke et al., 2005). L'area SEAHELLARC è localizzata sul margine vicino al confine nord-occidentale del margine attivo.

La differenziazione fra bacini e piattaforme, nell'area di studio, è evidenziata dagli affioramenti della zona del Gavrovo (piattaforma), della zona Ionica (bacino), ancora di piattaforma nella zona pre-Apula ad Ovest (Fig. 2-3). Più a Est è invece presente il bacino pelagico del Pindo. Depositi di *syn-rift* continuano nei diversi domini fino alle collisioni iniziate nel Creta superiore – Eocene inferiore. Rocce di età pre-Mesozoica non affiorano e non sono state incontrate nelle perforazioni per ricerche petrolifere. E' però possibile che un basamento metamorfico-cristallino sia sovrascorso dalle unità Gavrovo-Tripolitza.

La collisione ad Est comincia con l'obduzione delle unità del Pindo sui carbonati corrispondenti al margine della zona Gavrovo nell'Eocene superiore. Contemporaneamente si osserva la formazione di sovrascorrimenti anche delle unità della zona Gavrovo sulle sequenze bacinali ioniche. Queste azioni di obduzione e sovrascorrimenti provocano sovraccarichi con fessurazioni litosferiche e sviluppo di bacini e sollevamenti periferici (*periferical bulge* della zona Gavrovo). Gli spazi così aperti sono riempiti dal flysch sin-orogenico (Eocene superiore – Oligocene) proveniente dalle erosioni conseguenti e che appare anche trasportato in *piggy-back*. Il *thrust* del Pindo (Pi) e il *thrust* del Gavrovo (G) sono indicati in Fig. 2-4. Detti sovrascorrimenti sono collegati a faglie che interessano almeno tutta la crosta superiore. Quello del Gavrovo appare radicato al margine della transizione piattaforma-bacino fra le

zone Gavrovo-Ionica (Sotiropoulos et al., 2003) e lo scorrimento è favorito dal flysch che copre la zona Ionica e dalla tettonica salina.

La zona pre-Apula è stata interessata dalla tettonica collisionale per ultima, nel Plio-Quaternario, con faglie inverse che riattivano precedenti faglie normali ad alto angolo fino al sovrascorrimento sulle zone di bacino oceanico o transizionali del Mar Ionio (Kokinou et al., 2005). La traccia del sovrascorrimento della zona Ionica (I) sulla pre-Apula (PA) è anche indicato in figura.



**Figura 2-4** Confini dei principali domini Alpini nell'entroterra della Grecia e del Peloponneso (da Underhill, 1989). L'area studiata si estende per la maggior parte all'interno della zona Ionica, tra le unità del Gavrovo, ad Est, e la piattaforma pre-Apula ad Ovest.

Questo confine passa attraverso l'isola di Zakyntos. In particolare, i calcari pre-apuli e apuli costituiscono gran parte della zona occidentale dell'isola mentre, nella parte orientale, l'intrusione di evaporiti triassiche nei depositi Plio-Pleistocenici appartiene alla zona Ionica. Anche gli affioramenti di evaporiti nelle isole Strofades sono stati descritti come diapiri depositi tettonicamente dentro marne del Pliocene ed erroneamente attribuiti a depositi del Messiniano (Lyberis e Bizon, 1981).

Nel Pelopponeso, lungo le coste del golfo Kyparissiakos, si trovano affioramenti appartenenti alle unità ioniche, al Pindo, al Gavrovo, insieme a depositi continentali, lacustri e marini originatisi tra il Pleistocene e l'Oligocene entro sub-bacini limitati da faglie attive estensionali con direzione Est-Ovest (Papanikolaou et al., 2007). Qui, la tettonica salina, con iniezioni di sale triassico fino nelle sequenze più superficiali, è stata evidenziata anche dalle perforazioni per ricerche d'idrocarburi nel campo di Kratakolon e di fronte alla penisola di Killini (Monopolis e Bruneton, 1982) o a terra in corrispondenza del *thrust* delimitante la zona Gavrovo, le cui unità risultano in sovrascorrimento sul flysch che copre la zona Ionica con accorciamenti a sua volta scollati sull'orizzonte delle evaporiti triassiche (Kamberis et al., 2000). La sovrapposizione delle unità del Gavrovo sulla zona Ionica ha dato origine ai movimenti del sale con successivo sviluppo di pieghe e accorciamenti delle unità Ioniche.

La porzione di mar Ionio interessata dal progetto è caratterizzata da tettonica trans-estensionale, di cui la principale espressione è data dalla faglia trasforme di Cefalonia (Sachpazi et al., 2000). Altre strutture di trascorrenza sono state ipotizzate entro l'area investigata con direzione NNE-SSW, circa parallele a quella di Cefalonia. Una di esse è rappresentata dal prolungamento verso Sud della faglia di Andravida, di recente interessata da un importante terremoto a terra in prossimità di Patrasso. Il prolungamento segue strutture di tettonica salina rivelate dalle linee MCS con duomi salini che curvano il fondo del mare. Queste faglie con trascorrenza destra, si ritiene, abbiano indotto l'apertura di bacini *pull-apart* verso Est interessanti anche l'entroterra del Pelopponeso (Papanikolaou et al., 2007) e sono accompagnati da faglie trascorrenti con tettonica transpressiva e transtensiva. Questi autori hanno discusso la diversa velocità di subsidenza dell'area durante il periodo tra il Pleistocene e l'Oligocene mettendo in evidenza i sollevamenti verticali. La tettonica estensionale attuale, interessante tutto il Pelopponeso, è poi puntualizzata anche da Papanikolaou et al. (2007).

Altri studi geofisici hanno riguardato le strutture profonde, Clement et al. (2000), con l'individuazione di un possibile piano di scollamento fra la placca superiore con tutti i *thrusts* delle Ellenidi esterne e la placca inferiore costituita dalla crosta oceanica o transizionale del Mar Ionio. Già Makris (1978) aveva investigato le strutture della costa del Pelopponeso (Golfo di Kiparissia) mettendo in evidenza la sua base a 26 km in corrispondenza della crosta, rapidamente sprofondandosi a 46 km in circa 10 km di distanza. 20 km è la profondità della Moho in corrispondenza del fronte occidentale delle Ellenidi Esterne. Al centro dello Ionio la crosta oceanica è costituita da una crosta inferiore o transizione crosta – mantello spessa da 3.5 a 4 km, laminata e riflettente con velocità fra 6.9 e 7.1 km/s. L'ultimo dato riguarda gli studi delle *receiver functions* lungo un profilo che attraverso il Pelopponeso dalla costa ionica all'area di Atene che evidenzia un piano di subduzione posto a circa 40 km sotto la

costa occidentale (Kiparissia) per arrivare a circa 90 km in corrispondenza della costa orientale (Suckale et al., 2009). La Moho della placca superiore Ellenica si trova invece a circa 40 km nel Peloponneso centro-occidentale per poi risalire a 30 o meno nella parte orientale (Sachpazi et al., 2007).

Più a Sud il progetto IMERSE (Fruenh et al., 2002) ha messo in evidenza le strutture della crosta Ionica con il piano di scollamento della placca superiore costituita dal complesso *Mediterranean Ridge* e dalle unità rigide del *backstop* come presentato nel modello gravimetrico di Fig. 2-5. Il modello gravimetrico si basa sui dati di sismica a riflessione e sui dati *expanding spread* a riflessione/rifrazione crostale (Truffert et al., 1993) e Fig. 2-6.

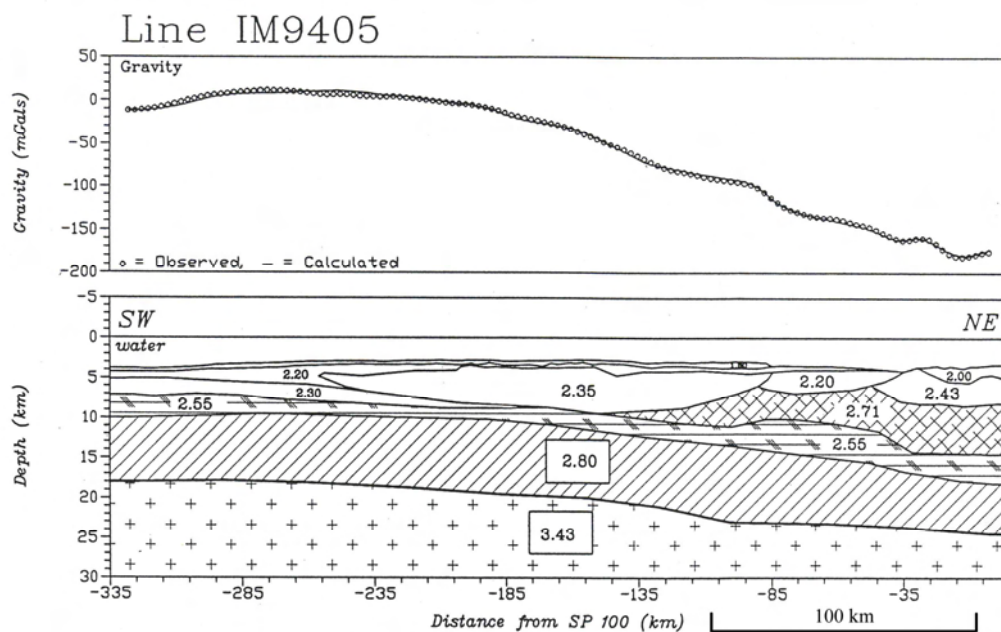


Figura 2-5 Modello gravimetrico attraverso il *Mediterranean Ridge* (Cernobori L. e Nicolich R.).

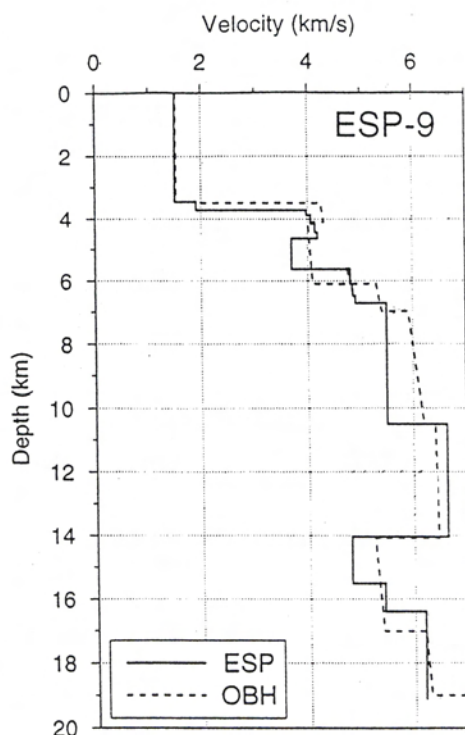


Figura 2-6 Funzioni di velocità da ESP-9 e dall'OBH IMERSE (da Truffert et al., 1993).

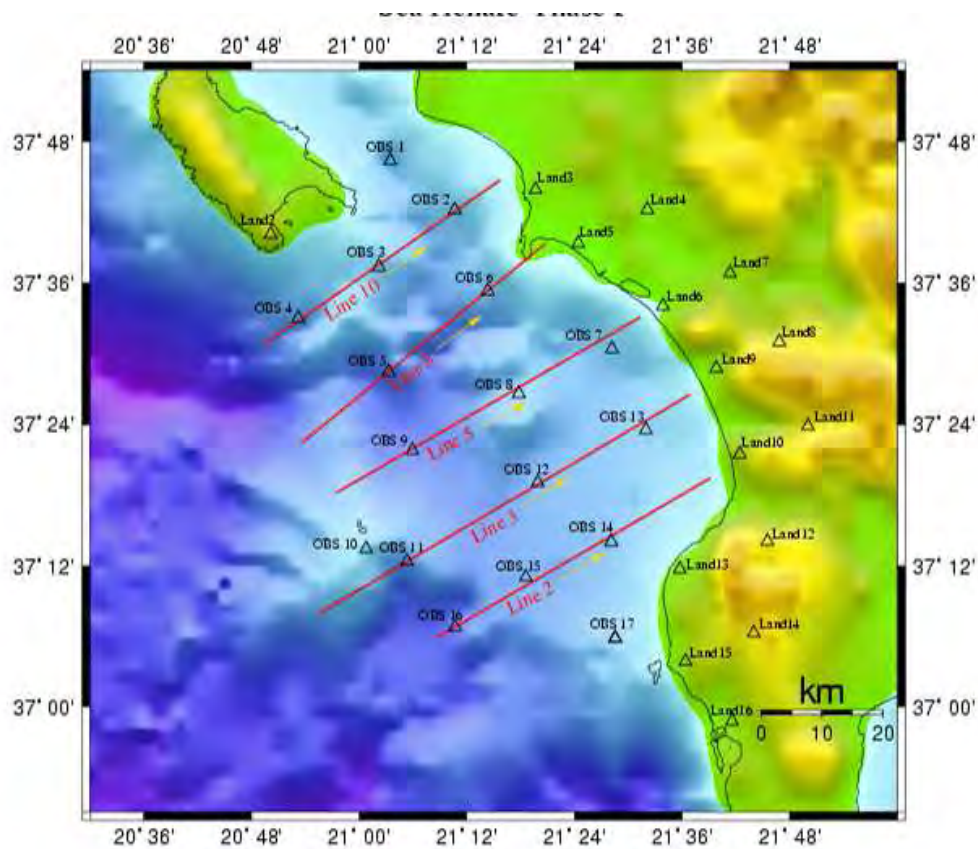
### 2.3 STRUTTURA DEL PROGETTO

Al fine di raggiungere gli obiettivi proposti dal progetto SEHELLARC, sono stati acquisiti numerosi dati geofisici e sono state richieste conoscenze in vari settori scientifici. Il progetto è perciò suddiviso in diversi WP (*workpackages*) che saranno analizzati brevemente di seguito.

Il WP2 ha riguardato l'impiego della sismica attiva e l'elaborazione (SEHELLARC Work Package 2 – DICA – Università di Trieste et al., 2009) dei dati acquisiti, in particolare mediante inversione tomografica, al fine di ottenere un modello di velocità dell'area, necessario per poter localizzare accuratamente i terremoti. L'acquisizione sismica è avvenuta in tre fasi.

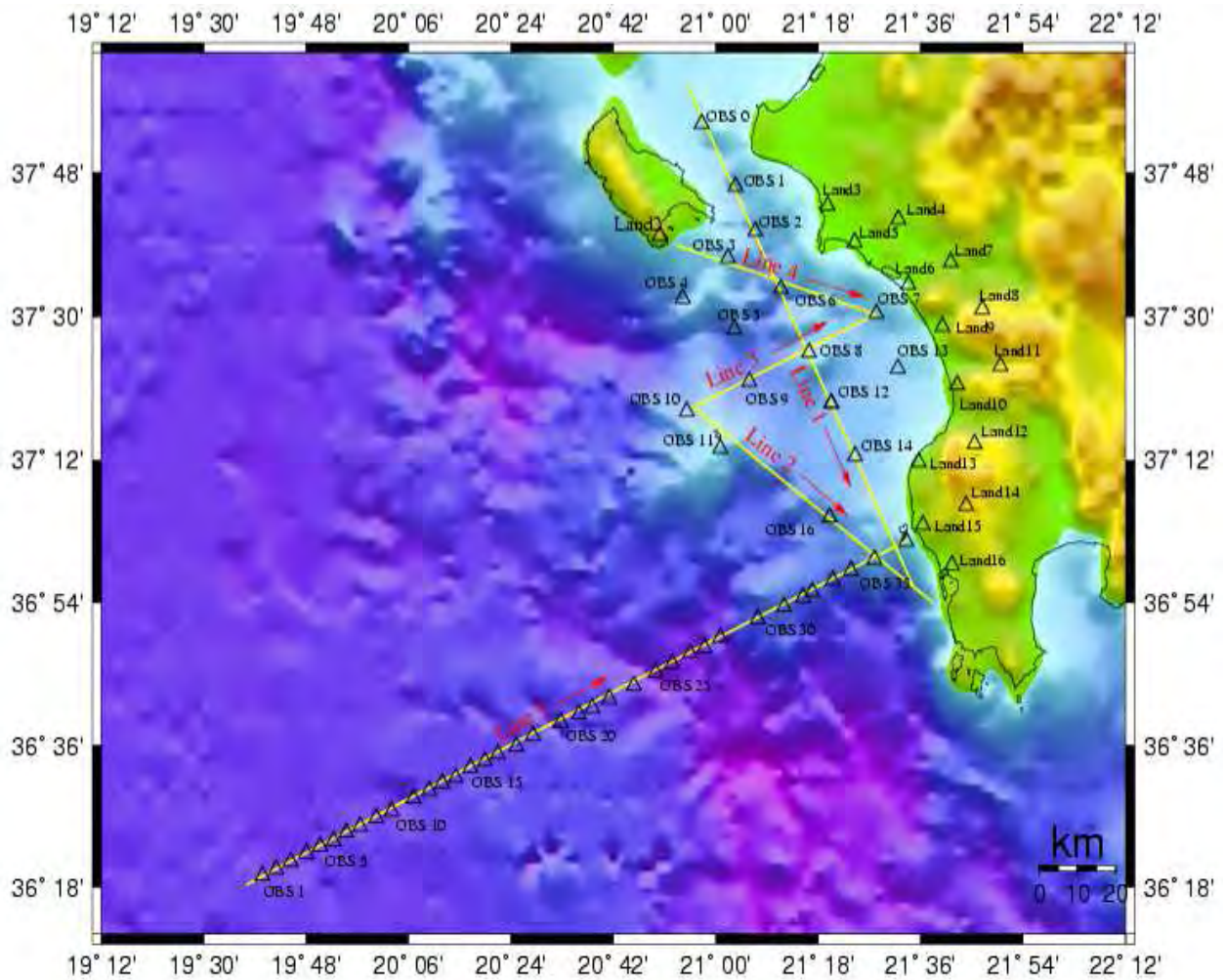
Durante la prima fase (Settembre 2006), sono stati posizionati 17 OBS nel golfo di Kyparissiakos, tra l'isola di Zakynthos e la città di Pylos. Gli OBS, assieme ad altre 15 stazioni a terra, sono stati impiegati anche per registrare la microsismicità durante un periodo di circa due mesi. Lungo il posizionamento degli OBS sono stati acquisiti cinque profili sismici WAR/R (Fig. 2-7) e, inoltre, sono state registrate linee sismiche a riflessione ad alta risoluzione.





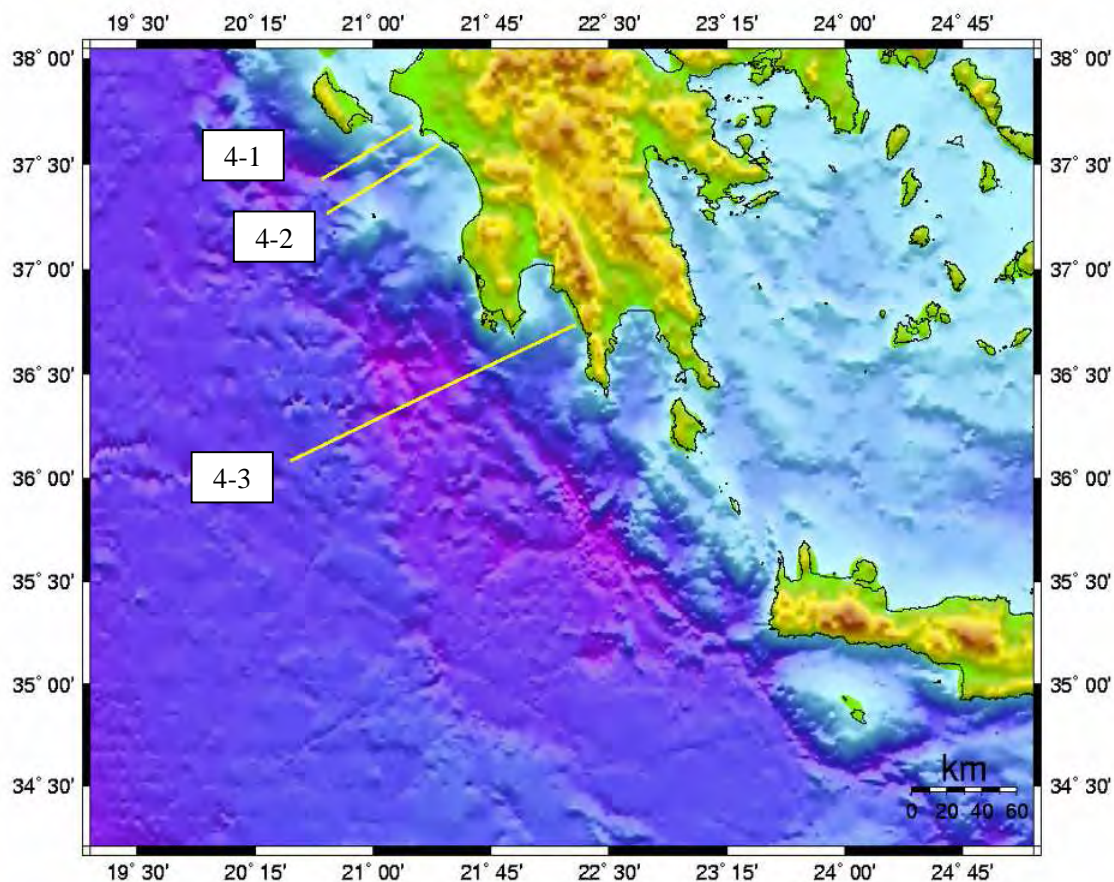
**Figura 2-7** Mappa di posizione dei profili sismici acquisiti durante la prima fase del progetto SEHELLARC.

Nella seconda fase (Novembre-Dicembre 2006) sono state acquisite ulteriori quattro linee sismiche WAR/R sfruttando lo stesso *array* di OBS. Inoltre, altri 38 OBS sono stati impiegati per registrare un profilo lungo circa 160 km ed esteso da SW a NE verso la costa del Peloponneso, al fine di riuscire a penetrare la parte più profonda della crosta (Fig 2-8). Durante la prima e seconda fase le operazioni di messa in mare, di recupero degli OBS e di energizzazione sono state condotte per mezzo della nave di ricerca oceanografica, N/R AEGAE0.



**Figura 2-8** Mappa di posizione dei profili sismici acquisiti durante la seconda fase del progetto SEHELLARC.

Nella terza fase (Aprile 2007) sono stati acquisiti tre profili mediante OBS, lunghi rispettivamente 60, 70 e 160 km circa (Fig. 2-9). In quest'ultima fase è stata impiegata la N/R OGS Explora.



**Figura 2-9** Mappa di posizione dei profili sismici acquisiti durante la terza fase del progetto SEHELLARC.

Il WP3 (SEHELLARC Work Package 3 – HCMR et al., 2009) ha preso in esame la microsismicità dell'area, registrata, come detto precedentemente, da 17 OBS e 15 stazioni a terra (Fig. 2-10). In due mesi di registrazioni (dal 23/09/2006 al 26/11/2006) sono stati registrati più di 3500 microterremoti (con magnitudo locale maggiore di 0,3), osservati da un minimo di sei stazioni. Per localizzare gli ipocentri è stato applicato un modello di velocità locale per le onde P: da 0 a 4 km,  $V_p=4,5$  km/s; da 4 a 10 km,  $V_p=6,2$  km; da 10 a 25 km,  $V_p=6,8$  km/s; oltre i 25 km di profondità,  $V_p=8$  km/s. Gli epicentri sono stati localizzati con una precisione stimata dell'ordine di  $\pm 2$  km, mentre per le profondità ipocentrali tale valore raddoppia. La distribuzione degli eventi è mostrata in Fig. 2-11 e, come era lecito attendersi, la maggior parte della sismicità è crostale. L'attività più superficiale (0-15 km) è concentrata principalmente attorno all'isola di Zakynthos, circa 40 km ad Ovest dell'isola e nella Messina occidentale. In Fig. 2-12 anche la sezione PI in cui sono proiettati tutti gli eventi localizzati in una fascia ampia 40 km. Appare abbastanza visibile una concentrazione di ipocentri attorno ai 10 km di profondità. La sismicità associata alla base della crosta (15-30 km) si approfondisce gradualmente da



Ovest verso Est.

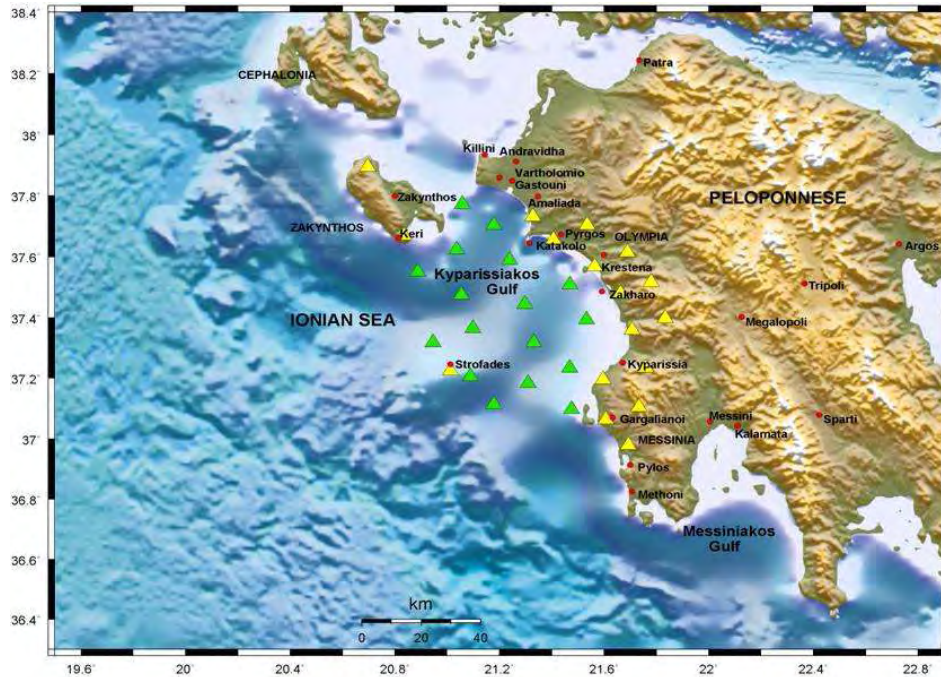


Figura 2-10 Rete sismica SEAHELLARC composta da 17 OBS (triangoli verdi) e 17 stazioni a terra (triangoli gialli).

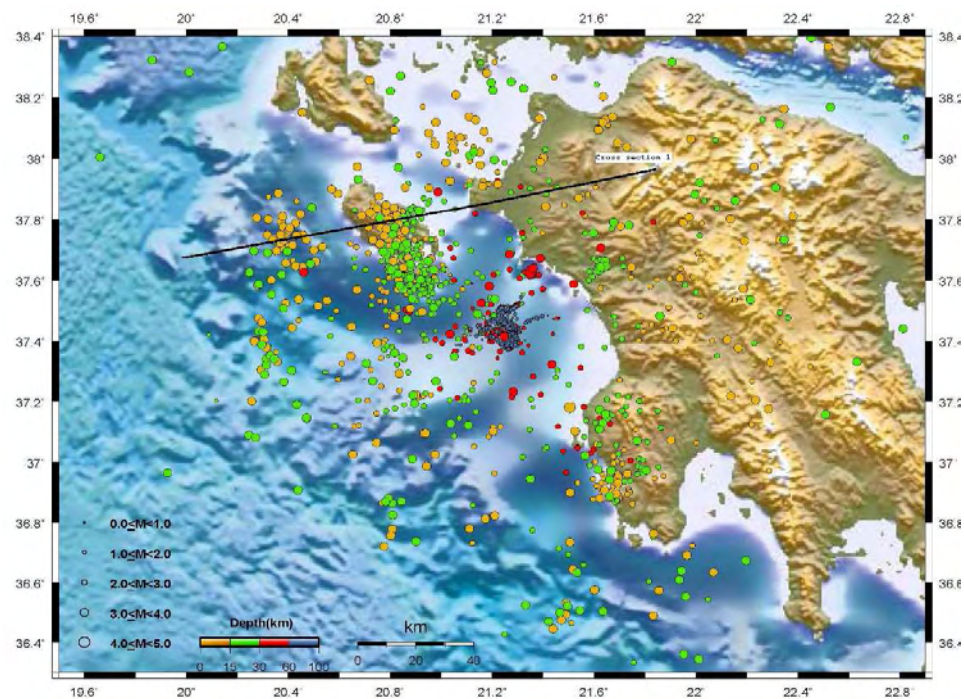
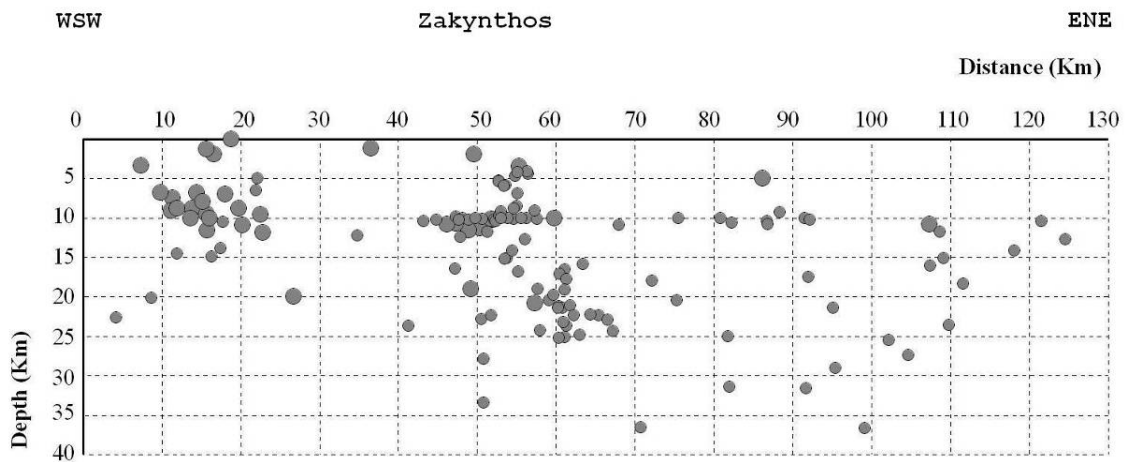


Figura 2-11 Sismicità registrata nell'area di studio e posizione della sezione PI.



**Figura 2-12 Sezione PI con profondità degli ipocentri.**

Per mappare accuratamente la batimetria del fondo marino e identificare dettagliatamente tutti gli elementi morfologici è stata acquisita la batimetria dell'area mediante ecoscandaglio multifascio (*multibeam echosounder* - MBES). Inoltre, sono stati acquisiti profili ad altissima risoluzione, *sub-bottom profiling* – SBP, con tecnologia *Chirp*. Queste operazioni sono state effettuate dalla N/R OGS-Explora durante la terza fase di acquisizione sismica. I dati raccolti e le successive elaborazioni sono parte del WP4 (SEHELLARC Work Package 4 – OGS et al., 2009) e saranno analizzate dettagliatamente nel capitolo seguente.

Il WP5 (SEHELLARC Work Package 5 – OGS et al., 2009) ha preso in esame la valutazione del rischio sismico. Sono stati definiti: una nuova zonazione sismogenetica (Fig. 2-13), la mappa del rischio sismico per la regione attorno alla città di Pylos e gli spettri di risposta per Pylos e Zakynthos. Inoltre, dalla zonazione sismogenetica sono stati presi in considerazione alcuni scenari di terremoti capaci di generare tsunami potenzialmente pericolosi.

Infine, gli scenari di tsunami sono stati modellati all'interno del WP6 (SEHELLARC Work Package 6 - Middle East Technical University (Ankara) et al., 2009).

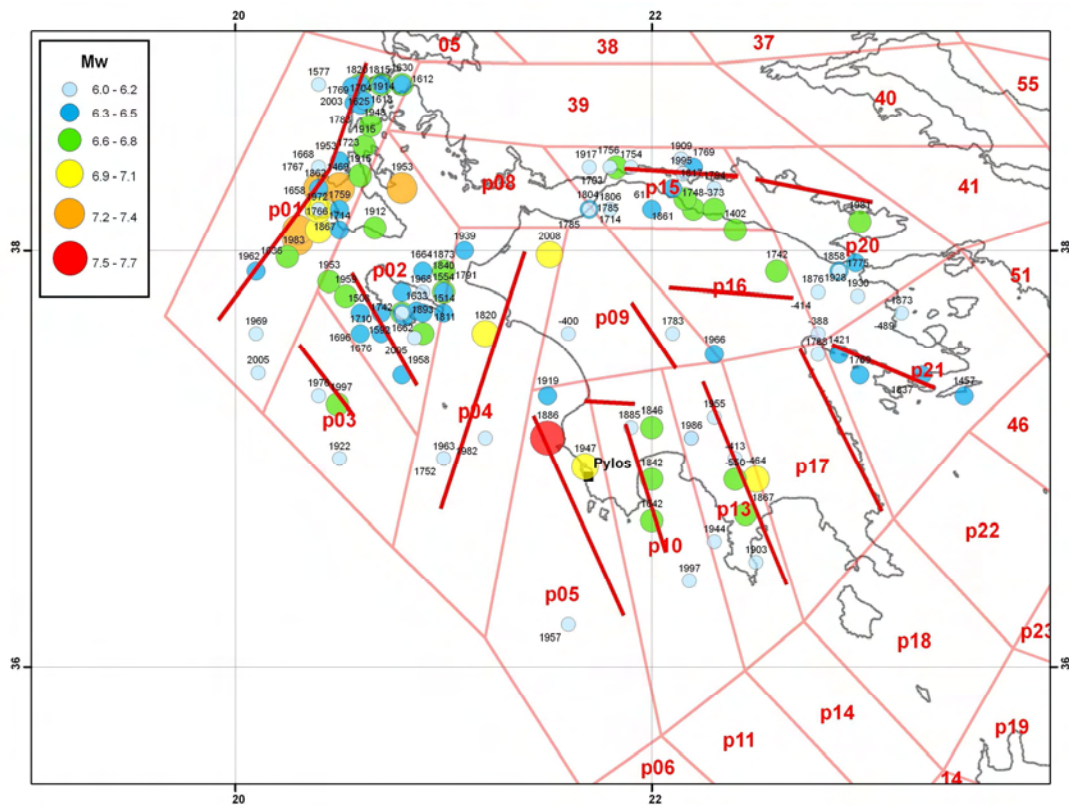


Figura 2-13 Zonazione sismica. In rosso le faglie che caratterizzano le singole zone simogenetiche, i cerchi indicano terremoti proporzionalmente alla loro magnitudo.

## 2.4 WP4 (BATIMETRIA - SBP - MCS)

Il WP4 ha riguardato l'acquisizione, l'elaborazione ed interpretazione di tre differenti gruppi di dati marini: dati batimetrici ad alta risoluzione, SBP (Chirp) e linee MCS (*multichannel seismic*) a riflessione. L'obiettivo è stato quello di produrre sezioni sismiche interpretate e mappe con il dettaglio della morfologia per collegare le strutture superficiali alla tettonica più profonda, comprese le faglie potenzialmente sismogenetiche.

### BATIMETRIA

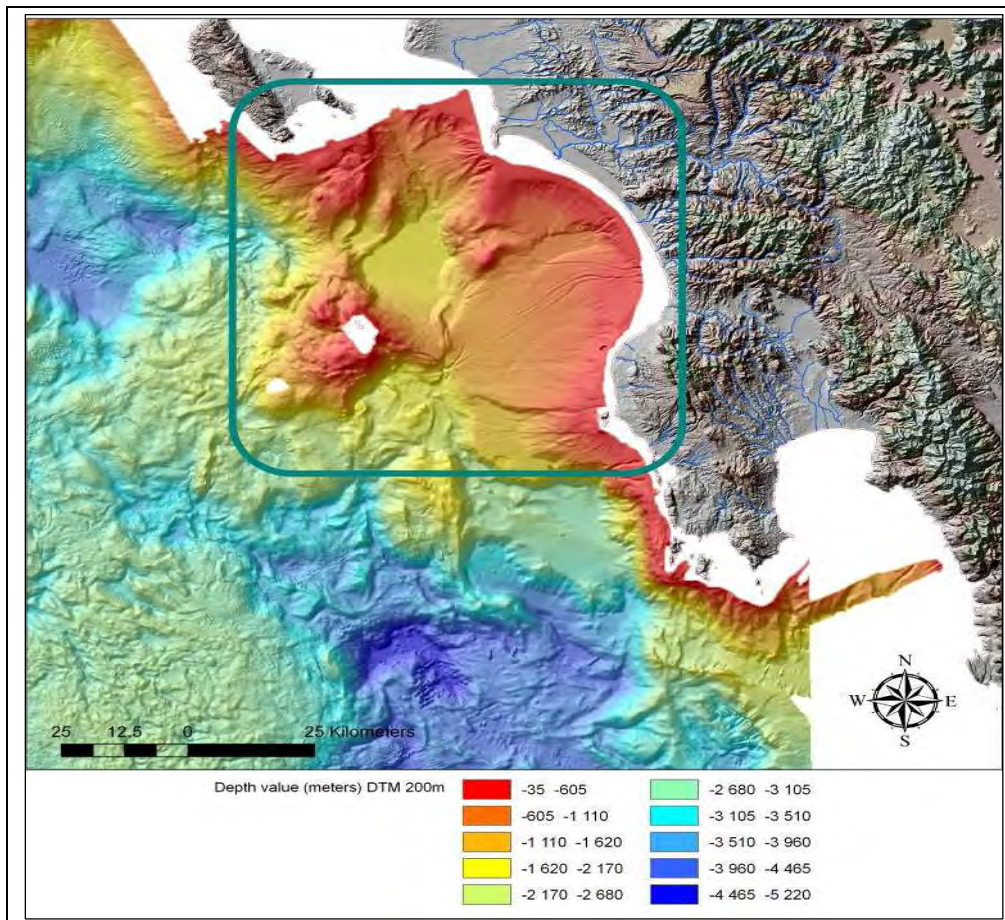
I dati batimetrici sono stati acquisiti dalla N/R OGS-Explora. La nave è equipaggiata con due ecoscandagli multi fascio: uno lavora per profondità del fondale comprese tra pochi metri e 400 m e l'altro per profondità maggiori di 400 m. In totale sono stati acquisiti circa 9128 km<sup>2</sup> di dati MBES con profondità comprese tra 40 m (nelle vicinanze dell'isola di Zakynthos, delle Strophades e delle coste del Peloponneso) e circa 4700-4800 m. Il *processing* preliminare dei dati è stato effettuato a bordo della nave stessa mentre la parte restante dell'elaborazione è stata eseguita dall'OGS a Trieste. Il prodotto finale è rappresentato da una mappa batimetrica ad alta risoluzione in formato DTM (*Digital Terrain Model*) con griglia di 50 m che può essere utilizzata all'interno di un GIS (*Geographical Information System*) e quindi come base per visualizzare altri dati geofisici.

Per meglio localizzare l'area di studio in un quadro geo-morfologico più ampio questo DTM 50 è stato affiancato a due DTM esistenti, estratti da precedenti dati batimetrici acquisiti: un DTM con griglia di 100 m, prodotto nel progetto Medee (condotto dall'ENS – *Ecole Normale Supérieure di Parigi* nel 1995 a bordo della N/R Atalante) e un DTM con griglia di 200 m, ottenuto dai dati acquisiti durante le campagne condotte dall'HCMR tra il 2000 e il 2006 a bordo della N/R AEGAE0.

Nella mappa di Fig. 2-14 si può facilmente osservare come l'area di studio sia situata in un dominio molto complesso: ad Ovest è delimitata dal *Mediterranean Ridge* (circa 3200 m di profondità) mentre, a Sud, è delimitata dalla parte più profonda (circa 5100 m) della fossa di Matapan.

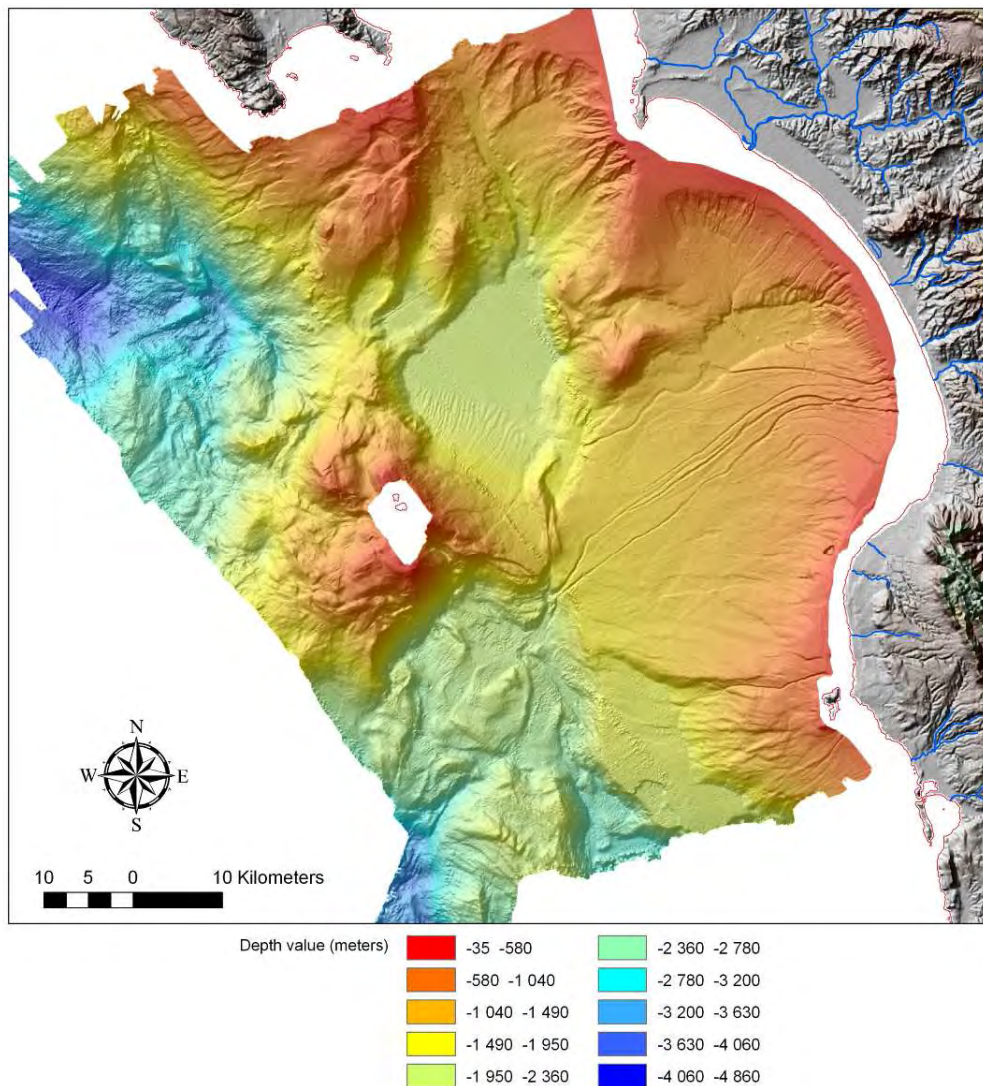
Il *Mediterranean Ridge* è interpretato comunemente come uno spesso cuneo di sedimenti di età miocenica, altamente deformato e conseguente ai processi di subduzione attiva ellenica.





**Figura 2-14 DTM ottenuto da dati batimetrici acquisiti durante diverse crociere compiute tra il 1995 e il 2006. L'area di studio è situata all'interno del rettangolo.**

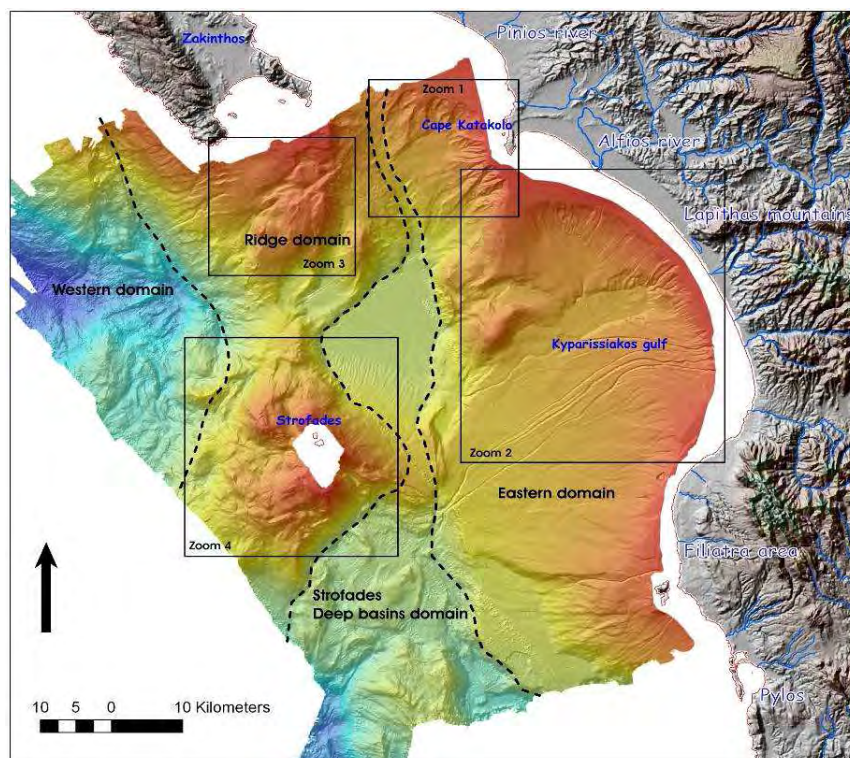
Il DTM 50 SEAHELLARC (Fig. 2-15) è stato integrato con diversi dati geomorfologici: linea di costa, fiumi principali e topografia a terra. Da un'attenta osservazione della carta batimetrica è stato possibile riconoscere quattro domini morfologici principali (Fig. 2-16): dominio orientale (*Eastern domain*), dominio dei bacini profondi (*Deep basins domain*), dominio di dorsale (*Ridge domain*) e dominio occidentale (*Western domain*).



**Figura 2-15** Morfologia dell'area SEHELLARC (DTM 50 m).

Il dominio orientale è costituito da una piattaforma continentale molto stretta (in media non più larga di 10 km) che termina su una ripida scarpata media con direzione per lo più N-S che porta a profondità comprese tra 1500 e 2000 m. Questo dominio può a sua volta esser suddiviso in due regioni: una parte settentrionale in cui si possono osservare varie caratteristiche morfologiche (scarpate, canyon, zone di frattura, ecc.) che riflettono processi legati a crolli sedimentari con canyon erosionali, una parte meridionale con un ampio falso piano attraversato da diversi sistemi di canali e argini che indicano un recente apporto sedimentario.





**Figura 2-16 I quattro domini morfologici principali.**

Il dominio centrale dei bacini profondi presenta profondità comprese tra 2000 e 2500 m ed è suddiviso in due sotto-bacini. Quello più a Nord si trova a NE delle isole Strophades e presenta un fondo quasi piatto, profondo circa 2000 m. Invece, il sotto-bacino meridionale, ha profondità maggiori (fino a 2500 m), è molto irregolare e si approfondisce verso Sud fino a collegarsi con la fossa di Matapan.

Questi bacini sono delimitati ad Ovest da una dorsale imponente e allungata (dominio di dorsale) dalla quale emergono a Sud, le piccole isole Strophades e, a Nord, l'isola di Zakinthos.

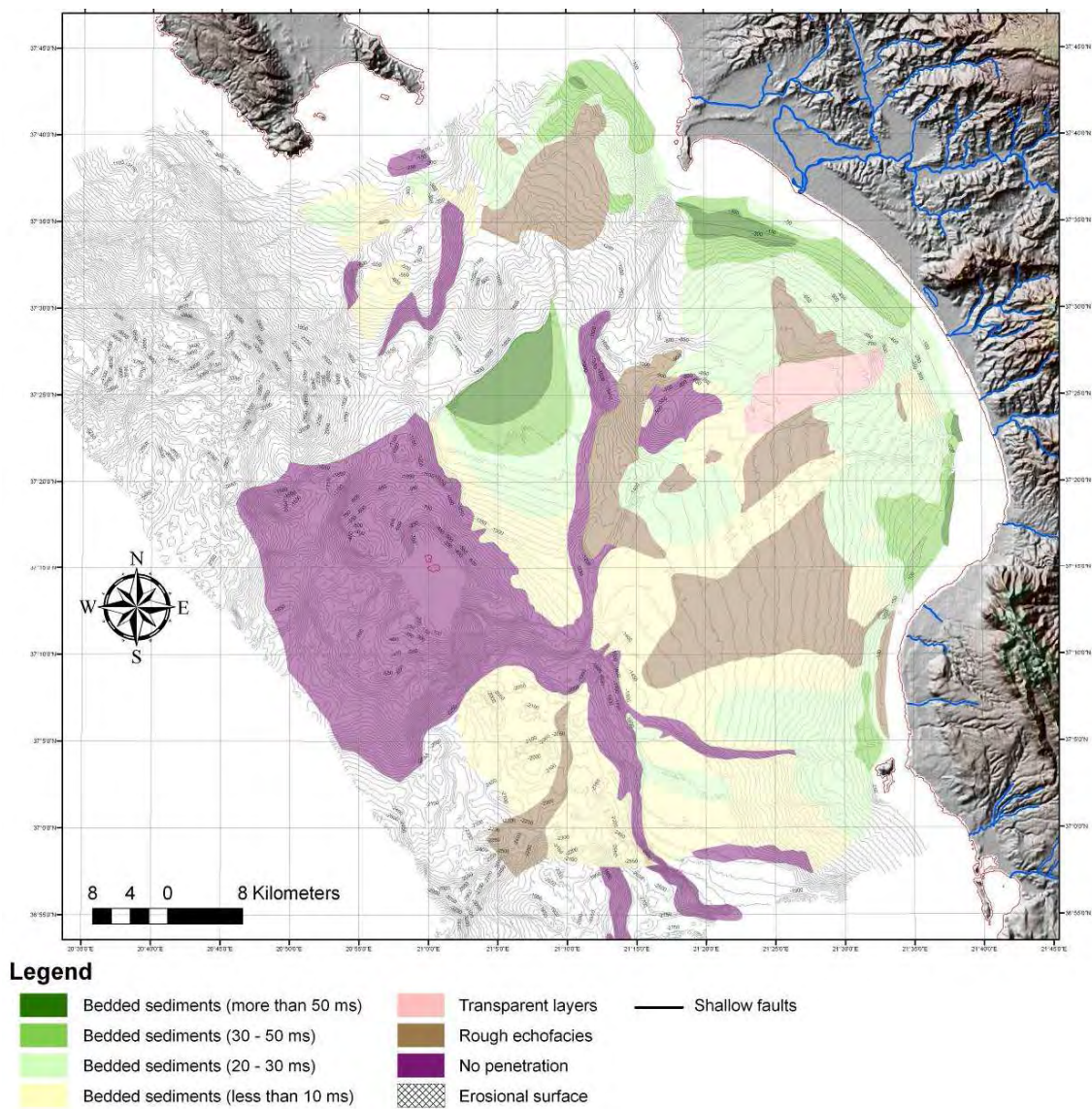
Il fianco Ovest della dorsale appare come una scarpata continentale caratterizzata da una morfologia molto complessa in cui prevalgono lineamenti N-S e ENE-WSW. Essa costituisce progressivamente la transizione verso il vicino e profondo bacino del Mar Ionio.

In conclusione, la morfologia dell'area di studio mostra la presenza di lineamenti riferiti a scarpate molto ripide. I due sotto-bacini profondi, mostrano segnali evidenti di tettonica attiva. Infine, l'area di scarpata superiore orientale mostra una significativa evidenza di recente e probabilmente futura instabilità sedimentaria, a scala relativamente grande.

## CHIRP

Nell'ambito del progetto SEAHELLARC sono stati acquisiti circa 2850 km di profili SBP dalla N/R OGS-Explora. L'osservazione delle linee ha permesso di verificare i processi sedimentari, le caratteristiche tettoniche e le echo-facies.

In particolare, le linee Chirp mettono in evidenza processi erosionali, coperture sedimentarie, frane sottomarine, destabilizzazioni e attività tettonica sinsedimentaria. Sette echo-facies principali, sono state riconosciute, mappate e sovrapposte alla carta batimetrica (Fig. 2-17).



**Figura 2-17** Distribuzione delle echo-facies principali (Chirp), sovrapposte alla batimetria.

Lungo le coste del golfo di Kyparissiakos è stata individuata una serie di quattro depocentri. Questi sedimenti con spessore superiore a 50 m, da porre in relazione con il trasporto fluviale, possono essere attribuiti ai depositi dell'Olocene che ricoprono in maniera discontinua altri cunei progradanti del tardo Pleistocene, come proposto anche da Papanikolaou et al. (2007).

Nel bacino profondo (1900-2000 m), situato tra la dorsale (isole Strophades) e i piedi della scarpata orientale, è stata individuata una copertura recente spessa almeno 80 m. Questi sedimenti rimangono intrappolati nel bacino dopo essere transitati attraverso un canale, orientato N-S e largo 2-3 km, che corre tra l'estensione meridionale sommersa dell'isola di Zakinthos e il delta del fiume Pinios. Gran parte della scarpata media e superiore, al largo del golfo di Kyparissiakos, consiste, sia di ampie aree di recente costruzione sedimentaria grossolana, simili a conoidi e relative ai vari depocentri di piattaforma, sia di aree più strette, attraverso le quali i sedimenti finiscono intrappolati ai piedi della scarpata. Nella parte settentrionale di questa regione sono stati notati segni evidenti di instabilità. Il sospetto è che essa sia messa in moto da fratturazione sinsedimentaria, forse correlata ad un eccessivo carico lungo il margine della piattaforma, ma non si può escludere il contributo della tettonica profonda ai movimenti e alle fratture superficiali sinsedimentarie.

## MCS

Alcune linee sismiche MCS, registrate negli anni '70 per l'"Hellenic National Oil Company" o dall'OGS e passanti nell'area di studio, sono state rese disponibili per interpretazioni geologiche dopo essere state rielaborate all'OGS (Fig. 2-18). Inoltre, sono state prese in considerazione anche due linee, MS 71 ed MS 72 che sebbene passino al di fuori dell'area indagata, possono risultare utili nell'interpretazione dei profili OBS acquisiti nell'ambito del WP2.

Le linee Z 207, KY 301, Z 151A e Z 151B rappresentano delle sezioni che si estendono dalla dorsale di Zakinthos ad Ovest, fino alla scarpata continentale superiore del Peloponneso ad Est.

Ad esempio, prendendo in esame il profilo Z 207 (Fig. 2-19), possiamo osservare che la dorsale di Zakinthos ha l'aspetto di un basamento fortemente fratturato ma poco riflettivo, delimitato ad Ovest da una potenziale zona di *thrust*, interpretata come il fronte della zona Ionica sovrastante i calcari apuli. Ad Est invece, la dorsale è delimitata da una zona fratturata e riempita da sale Triassico. Sia i calcari apuli che il *thrust* ionico (incluso il sale Triassico) affiorano sull'isola di Zakinthos, principalmente coperta da depositi che vanno dal Miocene al Quaternario. Ad Est della dorsale troviamo uno spesso bacino sedimentato, il bacino di Zakinthos, simile ad una sinclinale e caratterizzato da sequenze ben stratificate, probabilmente appartenenti al periodo compreso tra il Quaternario e l'inizio del Terziario,



che poggiano sopra i calcari ed il sale triassico. La parte più orientale di questo bacino è tagliata da una serie di faglie sinsedimentarie che possono essere messe in relazione con strutture più profonde.

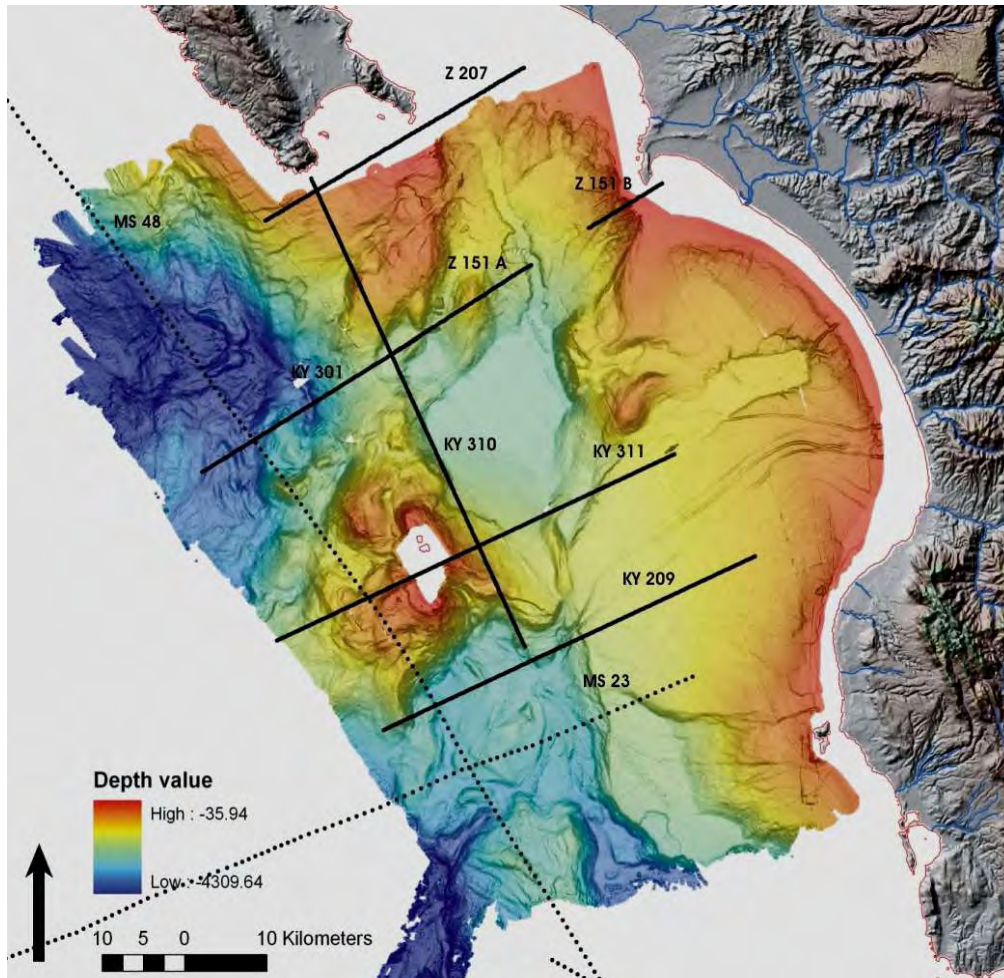


Figura 2-18 Linee sismiche MCS.

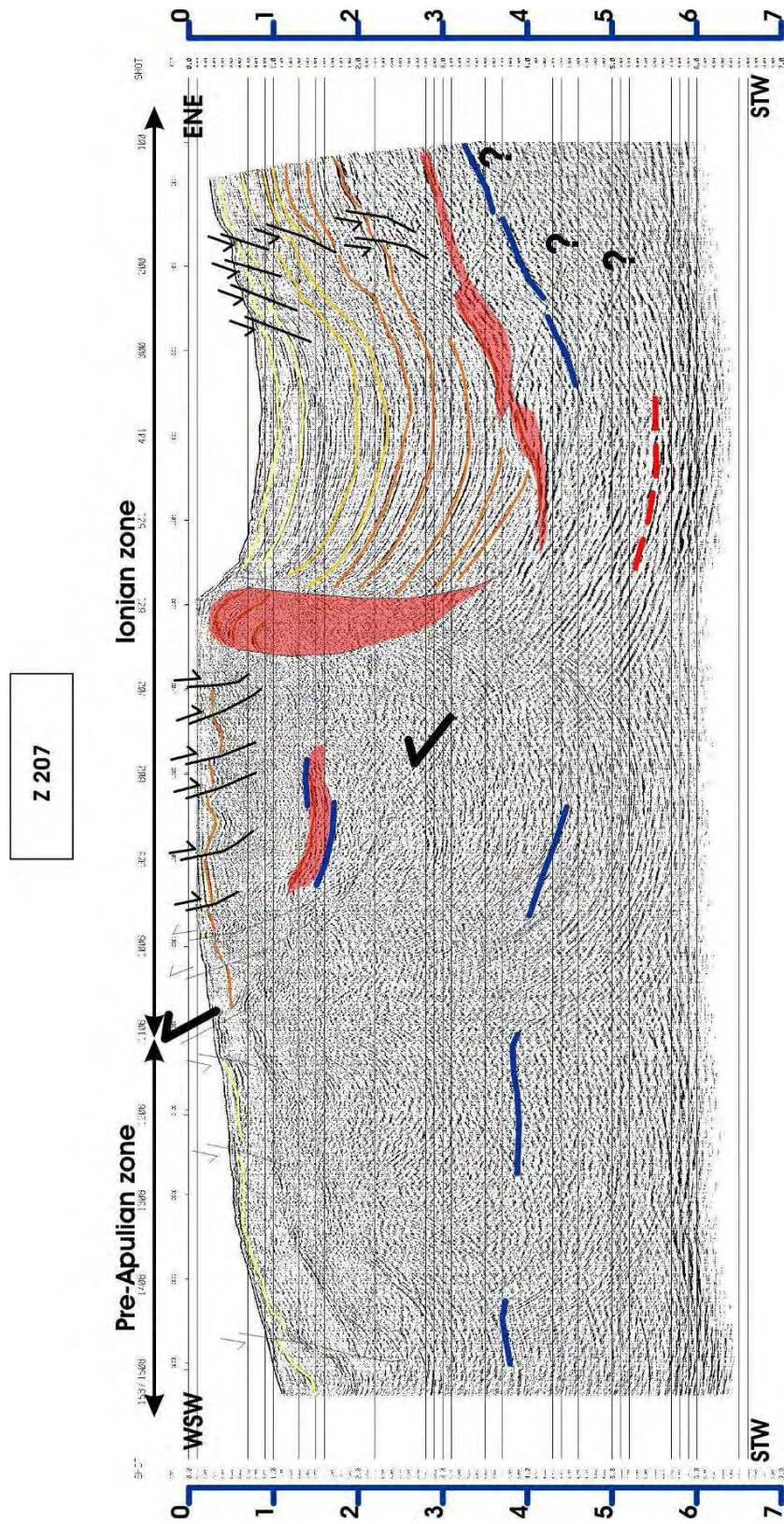


Figura 2-19 Profilo MCS Z207 con una interpretazione semplificata.

Le linee KY 311, KY 209 e MS 23 permettono di illustrare le caratteristiche geologiche dell'area a Sud delle isole Strophades e del margine continentale ad Ovest di Filiatra. In particolare anche le isole Strophades, come la dorsale di Zakinthos, sembrano essere costituite da un basamento acustico sottoposto a *thrust* e iniettato da pacchetti di sali. Questa zona di *thrust* potrebbe essere interpretata come l'estensione più occidentale del dominio Ionico sovrastante la parte pre-Apula. La depressione profonda e stretta che si estenda ad Est delle Strophades, ai piedi della scarpata media continentale, sembra corrispondere ad una zona secondaria di *thrust*, iniettata da massici corpi di sale.

La Fig. 2-20 mostra uno schema semplificato delle varie linee MCS, con direzione più o meno ortogonale al margine continentale e sulle quali sono stati riportati i principali aspetti geologici interpretati. Gran parte del margine continentale superiore sembra essersi formato nel blocco Ionico alpino, inclusi i calcari Mesozoici o di inizio Terziario e la copertura Triassica. Queste unità Ioniche (in azzurro nella figura) stanno sovrascorrendo sopra i domini pre-Apuli o Apuli, che sono caratterizzati da un basamento acustico fortemente fratturato. All'interno delle componenti Ioniche della scarpata continentale, strati duttili, attribuiti ad evaporiti ricchi di sale Triassico, sembrano aver agito come sequenze maggiori, mobilizzate tettonicamente e coinvolte in tutte le morfostrutture significative visibili adesso sul margine.



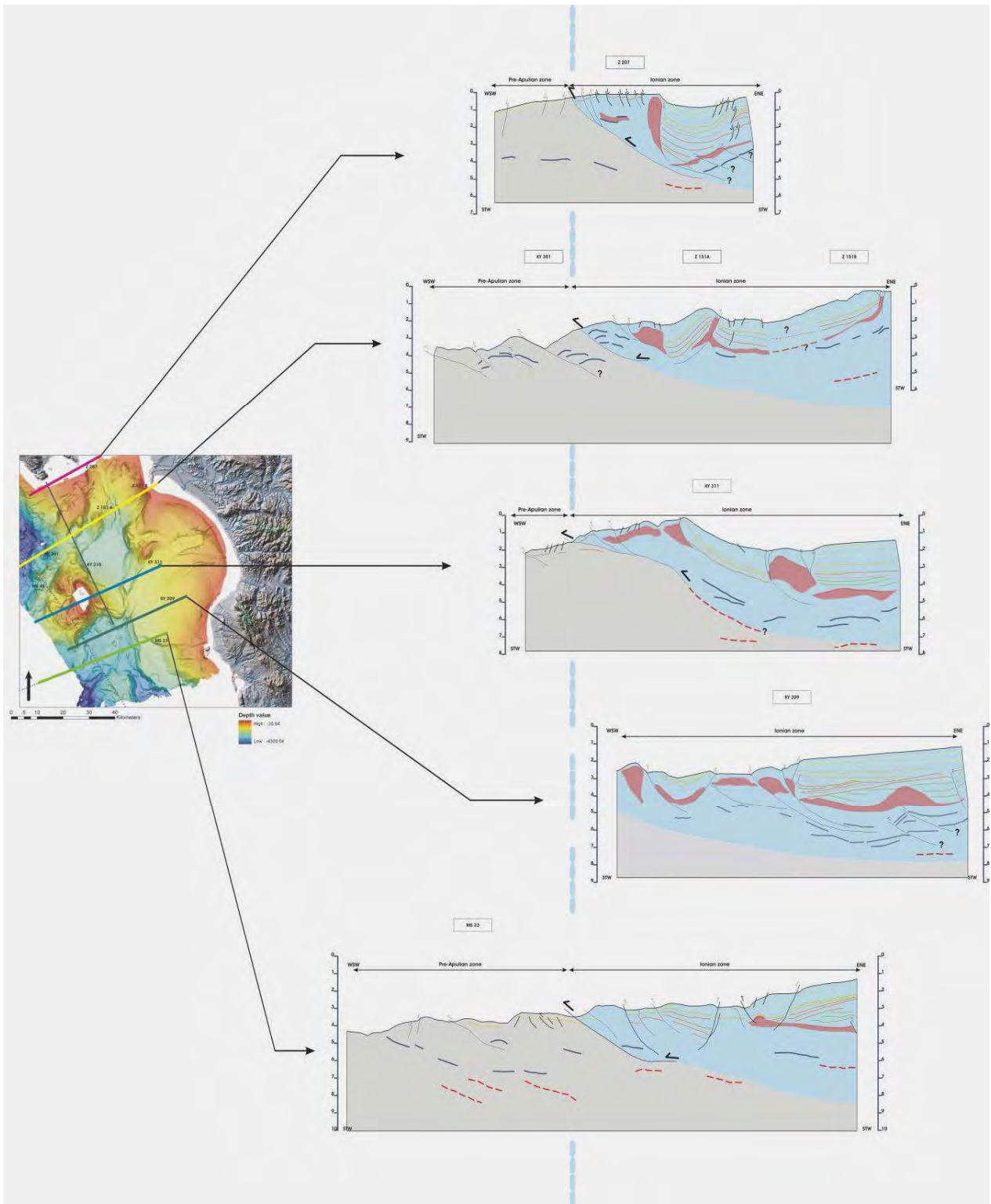


Figura 2-20 Schema semplificato delle linee MCS con i principali aspetti geologici.

**CAPITOLO 3**  
**ELABORAZIONE DEI DATI OBS**

### 3.1 OBS

L'OBS (Fig. 3-1) è uno strumento ideato per registrare onde sismiche sul fondo del mare. Gli OBS impiegati nel progetto SEAHELLARC sono stati assemblati dalla Geopro GmbH ad Amburgo. Il DICA, sezione Ambiente e Georisorse, possiede sei OBS forniti appunto dalla Geopro, cinque dei quali sono stati impiegati nelle acquisizioni.

Le componenti principali di un OBS (Fig. 3-2) sono: a) i trasduttori del segnale sismico e di pressione, b) l'unità di registrazione e c) l'unità acustica di sgancio della zavorra. Queste componenti, assieme alle batterie e ai cavi di collegamento necessari, sono racchiusi all'interno di due semisfere di vetro di 17'', capaci di resistere fino a pressioni corrispondenti a profondità marine di 6000 m. Le due semisfere, inoltre, sono chiuse ermeticamente, creando il vuoto al loro interno. Il peso totale di un OBS è di circa 30 kg, cui si aggiungono i 50 kg della zavorra.



Figura 3-1 OBS con zavorra pronto per essere calato in mare.



Figura 3-2 OBS in laboratorio: le due semisfere di vetro e le componenti principali.

Il trasduttore del segnale sismico è costituito da una terna di geofoni ortogonali tra loro in modo da acquisire le componenti delle vibrazioni sismiche secondo tutte e tre le direzioni dello spazio. La terna di geofoni è appesa ad un giunto cardanico che ne garantisce la corretta assialità ed è affogata in un olio viscoso ad alta densità in modo tale che, durante le varie operazioni, i geofoni non subiscano urti. La risposta dei geofoni ad un segnale in ingresso è espressa in termini di ampiezza e fase (Fig. 3-3). La curva ampiezza-frequenza definisce la relazione tra il fattore di trasduzione (rapporto tra la tensione misurata e la velocità di vibrazione per ogni frequenza:  $\text{mv/mm/s}$ ) e la frequenza.

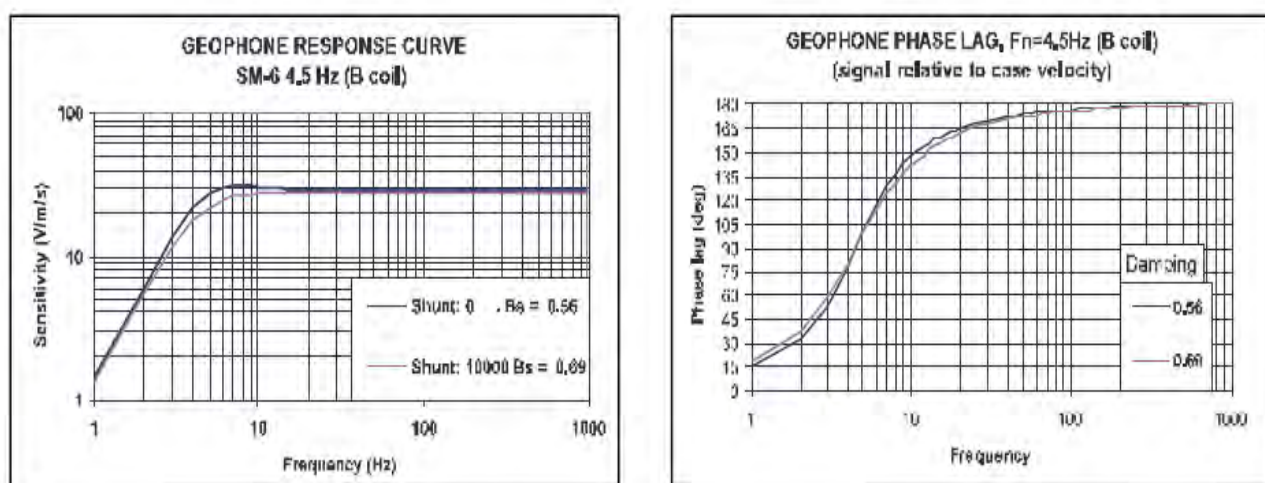


Figura 3-3 Curva di risposta e curva di sfasamento per il geofono SM-6.

I geofoni utilizzati (SM-6) hanno una frequenza naturale di 4,5 Hz e, non presentando un picco troppo accentuato in corrispondenza della propria frequenza naturale, possono essere utilizzati anche



senza smorzamento (resistenza di *shunt*). La curva fase-frequenza indica invece lo sfasamento effettivo tra *input* ed *output*.

Nel tratto di funzionamento lineare la sensibilità del geofono raggiunge il valore massimo di 28,8 V/m/s con uno scarto di +/- 5%. Oltre ai tre geofoni, è presente anche un idrofono, in grado di misurare le variazioni di pressione nell'acqua fino ad una profondità massima di circa 6100 m.

I segnali misurati sono inviati ad un registratore digitale (Sedis), dotato di sei canali in ingresso ed alimentato con batterie, che li immagazzina nella sua memoria interna.

L'unità Sedis (Fig. 3-4) comprende un convertitore A/D (analogico-digitale) a 24 bit che riceve sei ingressi analogici in ingresso, un'unità centrale di elaborazione, CPU (*central processing unit*), che interviene quando richiesto, un *Hard Disk* o una memoria *flash* per immagazzinare i dati, una cartolina che gestisce l'alimentazione delle varie parti dello strumento con l'appropriata potenza richiesta e una scheda GPS (*Global Positioning System*) per registrare le coordinate temporali e geografiche. Normalmente la CPU è impostata per funzionare alla massima velocità possibile (200 MHz), ma per limitare il consumo delle batterie in fase di acquisizione, la velocità può essere abbassata (42,5 MHz). Ovviamente, prima di seguire tale operazione, bisogna accertarsi che il flusso di dati acquisiti e inviati al convertitore A/D non sia tale da superare le possibilità della CPU. Ad esempio, una velocità della CPU di 42,5 MHz è compatibile con l'acquisizione di sei canali ed un passo di campionamento di 4 ms ma, se si volesse utilizzare un passo di campionamento più piccolo, bisognerebbe incrementare la velocità di funzionamento della CPU.

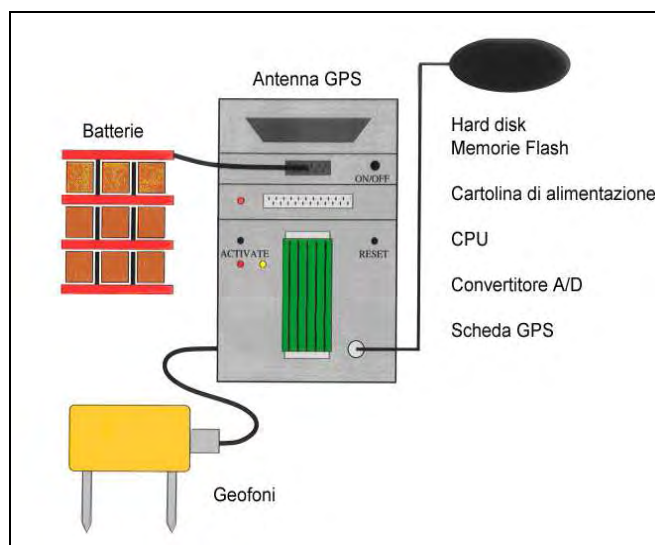


Figura 3-4 Schema dell'unità di registrazione Sedis.

In base al tipo di modello (Sedis III o Sedis V), può variare il modo in cui i dati sono memorizzati e la capacità di memoria. Ad esempio, il Sedis V utilizza delle memorie *flash SD (Secure Digital)* che possono registrare fino ad un massimo di 16 Gbyte di dati. Una formula utile per valutare il numero di giorni di registrazione, in funzione della memoria, del numero di canali e della frequenza di campionamento scelti, è la seguente:  $Numero\ Giorni = (memoria\ Gbyte) * K / (numero\ canali * frequenza\ di\ campionamento)$  con K, costante pari a 4142. Utilizzando, perciò, quattro canali e scegliendo una frequenza di campionamento di 250 Hz si ha la possibilità di registrare per circa 66 giorni.

Per calcolare la velocità di vibrazione del terreno dalla traccia sismica registrata dal Sedis si può utilizzare questa formula:  $Velocità = N * 4.5 (V) / 5242878 / Amplificazione / sensibilità\ del\ geofono (V/m/s)$ . Se non si utilizza un fattore di amplificazione, la formula si riduce a:  $Velocità = N * 2,980233376 * 10^{-8} (m/s)$ ; N è l'ampiezza del segnale espressa in *counts* dal Sedis. Bisogna notare che questa formula descrive solamente una trasformazione di scala e per la corretta ricostruzione della velocità del movimento del suolo bisogna deconvolvere la traccia sismica con la funzione di trasferimento del geofono. Per geofoni SM-6 la funzione di trasferimento ha due zeri (0,0), (0,0) e due poli (-1.5833E+01, 2.3425E+01), (-1.5833E+01, -2.3425E+01).

Il sistema operativo del Sedis, al quale ci si può interfacciare tramite un elaboratore, opera in ambiente Linux. In particolare si può programmare il tempo d'inizio e fine registrazione e calibrare l'orologio interno, sincronizzandolo con l'ora UTC (*Coordinated Universal Time*) fornita dal GPS. Questo, è uno degli aspetti più delicati di una prospezione sismica, poiché è dalla differenza in tempo fra gli istanti di scoppio e di registrazione di un'onda sismica che si deduce la distribuzione dei parametri elastici del mezzo attraversato dall'onda. Per questo motivo la calibrazione è eseguita sia subito prima dell'invio degli strumenti sul fondo del mare che subito dopo il loro recupero a bordo, ad esperimento concluso. Nella seconda calibrazione, l'orologio interno del Sedis è confrontato col segnale GPS per rilevare la deriva (*drift*) accumulata nel periodo intercorso tra le due calibrazioni. La deriva è utilizzata per correggere i tempi di registrazione, distribuendola linearmente entro l'intero periodo temporale intercorso fra le due calibrazioni.

L'unità acustica di sgancio permette di recuperare l'OBS una volta conclusa l'acquisizione del dato. Il recupero avviene inviando un segnale acustico codificato, su una frequenza portante pre-determinata, che attiva il circuito preposto alla liberazione dello strumento dalla zavorra (costituita usualmente da una base di ferro sulla quale poggia l'OBS oppure da sacchi di sabbia); la risalita



avviene per spinta idrostatica. Date le difficoltà insite nelle operazioni di sgancio a comando, per aumentare le probabilità di recupero dell'OBS dal fondo marino, lo strumento è dotato di un circuito di sgancio di riserva, comandato da un orologio interno pre-programmato in laboratorio. Proprio per prevedere anche questo sgancio di riserva, la sequenza delle operazioni di campagna (deposizione strumenti, energizzazione del profilo, recupero) deve essere rigidamente prefissata e i tempi necessari per le singole operazioni devono essere rispettati.

### 3.2 ACQUISIZIONE DATI

I quattro profili sismici elaborati in questa tesi sono stati acquisiti nel corso della seconda e terza fase di operazioni in mare del progetto SEHELLARC (2006-2007). Il progetto ha previsto di utilizzare molti OBS e distanze abbastanza piccole tra gli uni e gli altri, in modo da ottenere ridondanza di arrivi rifratti, utile nell'inversione, al fine di ricostruire le interfacce cristali (WAR/R). Questa tecnica è stata proposta per sostituire parzialmente un'indagine di sismica a riflessione profonda con un lungo *streamer* e grandi sorgenti con batterie di cannoni (*airgun*).

La prospezione sismica, il posizionamento degli OBS (Fig. 3-5), l'energizzazione e il recupero degli OBS (Fig. 3-5) sono stati condotti per mezzo della N/R OGS-Explora per i profili 4-1, 4-2 e 4-3 mentre per il profilo 3-1 è stata utilizzata la N/R AEGAIO. Gli OBS impiegati sono stati forniti in larga parte dalla Geopro di Amburgo e alcuni dal DICA dell'Università degli Studi di Trieste.

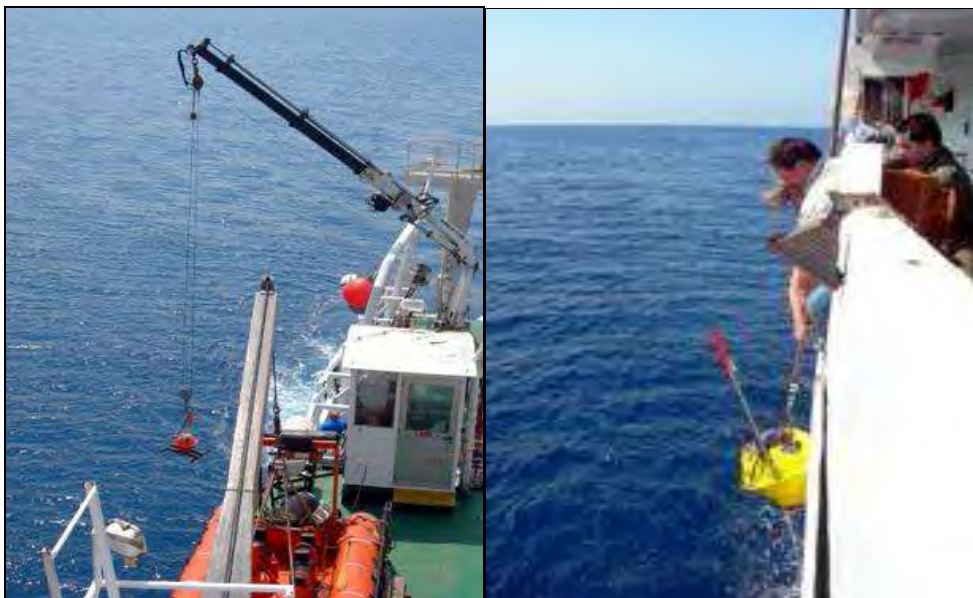
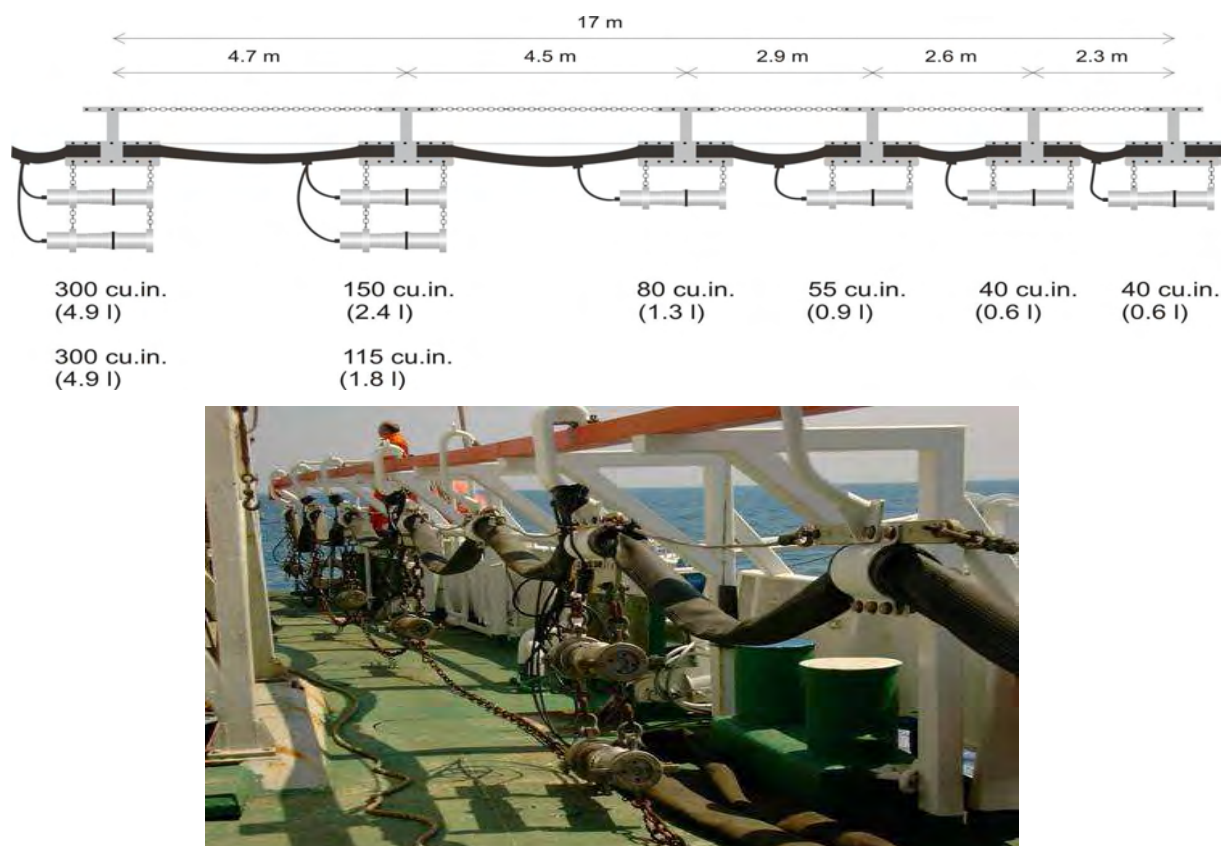


Figura 3-5 Operazioni di messa in mare e recupero degli OBS.

La N/R OGS-Explora è equipaggiata con due batterie di 8 cannoni (*sleeve guns*) ciascuna, per un volume d'aria totale di 39,4 l (2450 cu. in.) (Fig. 3-6). I cannoni sono posizionati 9 m sotto il livello del mare ed operano ad una pressione di 140 atm. La N/R AEGAIO ha un volume d'aria, disponibile per i cannoni, leggermente superiore (3000 cu. in.).



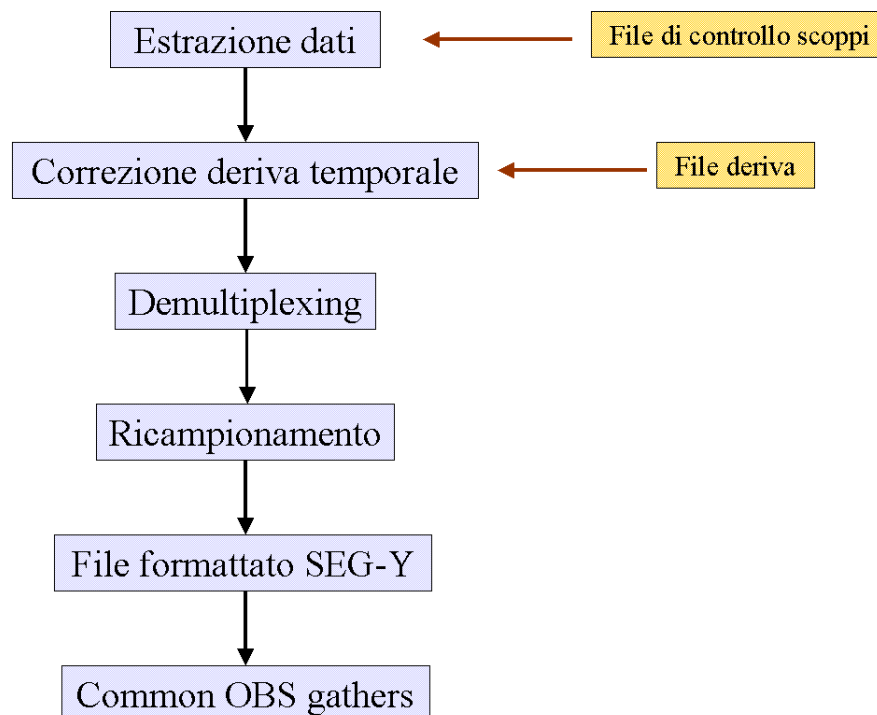
**Figura 3-6** In alto, vista laterale di una delle due batterie di cannoni presenti sulla N/R OGS-Explora. In basso, i cannoni sul fianco sinistro della nave.

I profili hanno andamento SW-NE e sono mostrati in Fig. 3-8. Il profilo 4-1 (20 OBS), lungo all'incirca 60 km, è posizionato subito a Sud dell'isola di Zakynthos. Scendendo verso il golfo di Kyparissiakos si incontra il profilo 4-2 (19 OBS), lungo circa 72 km e parallelo al precedente. Il profilo 3-1 (28 OBS), lungo circa 192 km si estende a Sud delle isole Strophades, sempre da SW a NE, dal mare aperto fin quasi alla costa della Messinia. Il profilo 4-3 (30 OBS), lungo circa 162 km, è il più meridionale dei quattro, giungendo nella sua estremità nord-orientale sino nel golfo di Messiniakos.

In Tab. 3-1 sono riportate alcune informazioni statistiche generali sull'acquisizione. L'intervallo tra gli scoppi è di un minuto, corrispondente circa a 120 m di distanza.

I dati registrati dagli OBS sono stati estratti, è stata applicata la correzione dei tempi sulle tracce e sono stati convertiti in formato SEG-Y nella sede della GEOPRO ad Amburgo secondo la scaletta di Fig. 3-7.

L'estrazione delle tracce avviene utilizzando un file che riporta tutti i tempi di scoppio, in modo da selezionare solo la parte di registrazione utile. A questa, si applica la correzione dei tempi per ovviare allo sfasamento tra orologio interno degli OBS e il tempo UTC fornito dal segnale GPS. Il *demultiplexing* serve a ripristinare correttamente i canali (geofoni e idrofono) registrati. Il formato d'uscita è chiamato p-SEG-Y poiché è un formato SEG-Y campionato ad una frequenza non standard (64, 128, 256, 512 Hz). Per questo motivo, c'è bisogno di ricampionare il segnale ad un formato classico SEG-Y che nel nostro caso è pari a 250 Hz (4 ms). Le tracce dei vari canali sono così pronte per essere ordinate secondo *common OBS gathers*.



**Figura 3-7** Operazioni di estrazione dati OBS fino ad ottenere tracce sismiche che possono essere elaborate con *softwares* commerciali e liberi.



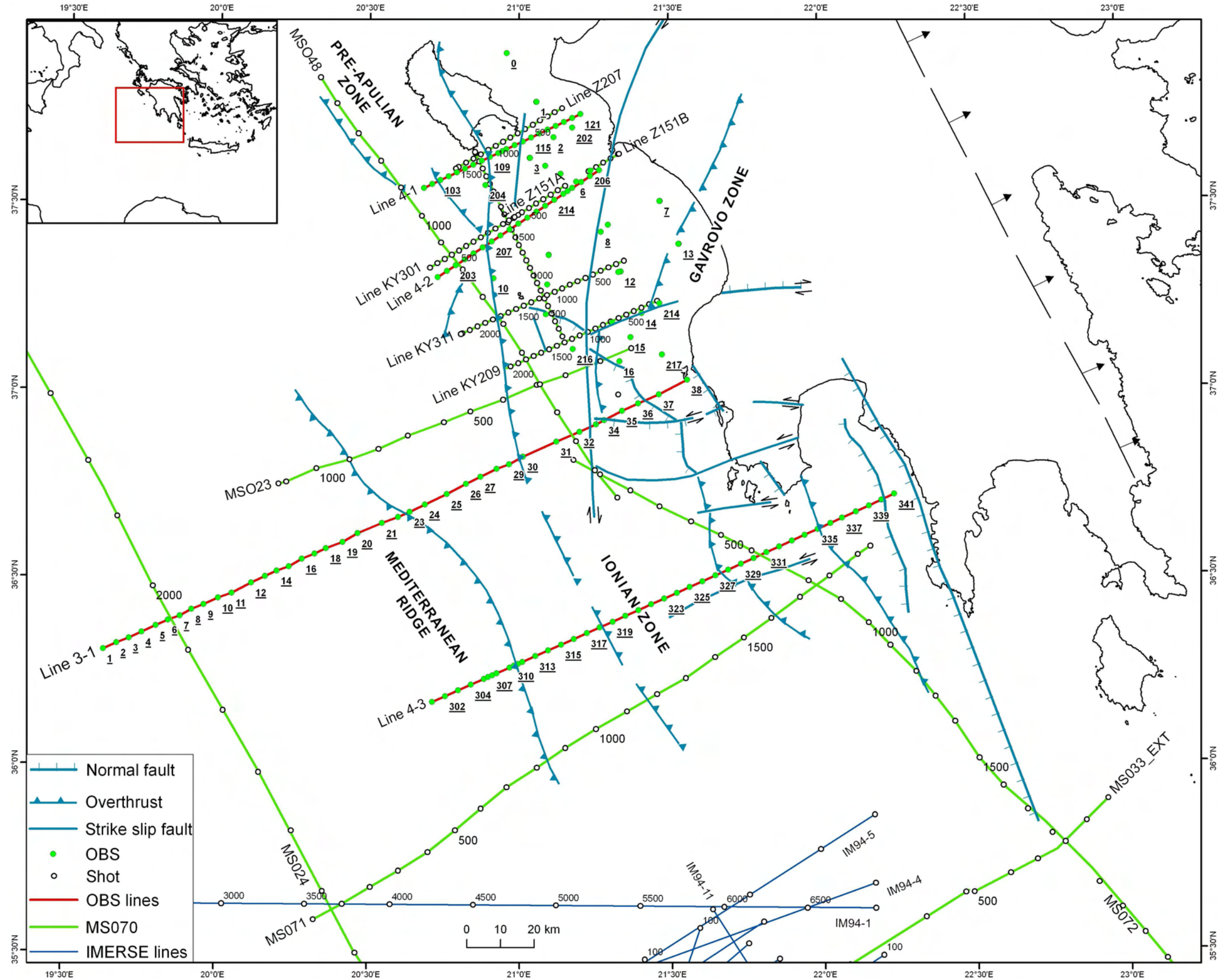


Figura 3-8 Mappa di posizione (proiezione nel sistema WGS 84) dei profili OBS (in rosso), MCS (in verde), IMERSE (in blu). Sono indicati anche i principali lineamenti tettonici e i domini geologici.

Profilo	Lunghezza totale profilo (km)	N° di OBS	Distanza media tra gli OBS (km)	N° di scoppi	Intervallo medio di scoppio (m)
Linea 4-1	60	20	2,7	528	115
Linea 4-2	72	19	3,2	634	123
Linea 3-1	192	28	5	1586	120
Linea 4-3	162	30	4,2	1315	124

Tabella 3-1 Dati statistici sull'acquisizione dei profili.

### 3.3 MODELLI DI VELOCITA'

I modelli di velocità dei profili sono stati ottenuti dall'inversione dei primi arrivi individuati sugli OBS *gatherers* tramite il *software* TOMO+ 2D della GEOTOMO Ltd (Jie Zhang, 1997). Questo programma utilizza un algoritmo di *ray-tracing* basato su un metodo derivato da Saito (1989, 1990) e Moser (1989, 1991) che simula l'espansione di un fronte d'onda, calcolando attraverso un grafo il percorso di tempo minimo. L'algoritmo d'inversione, invece, si basa sulla minimizzazione delle differenze (scarti) tra tempi di percorso calcolati e osservati.

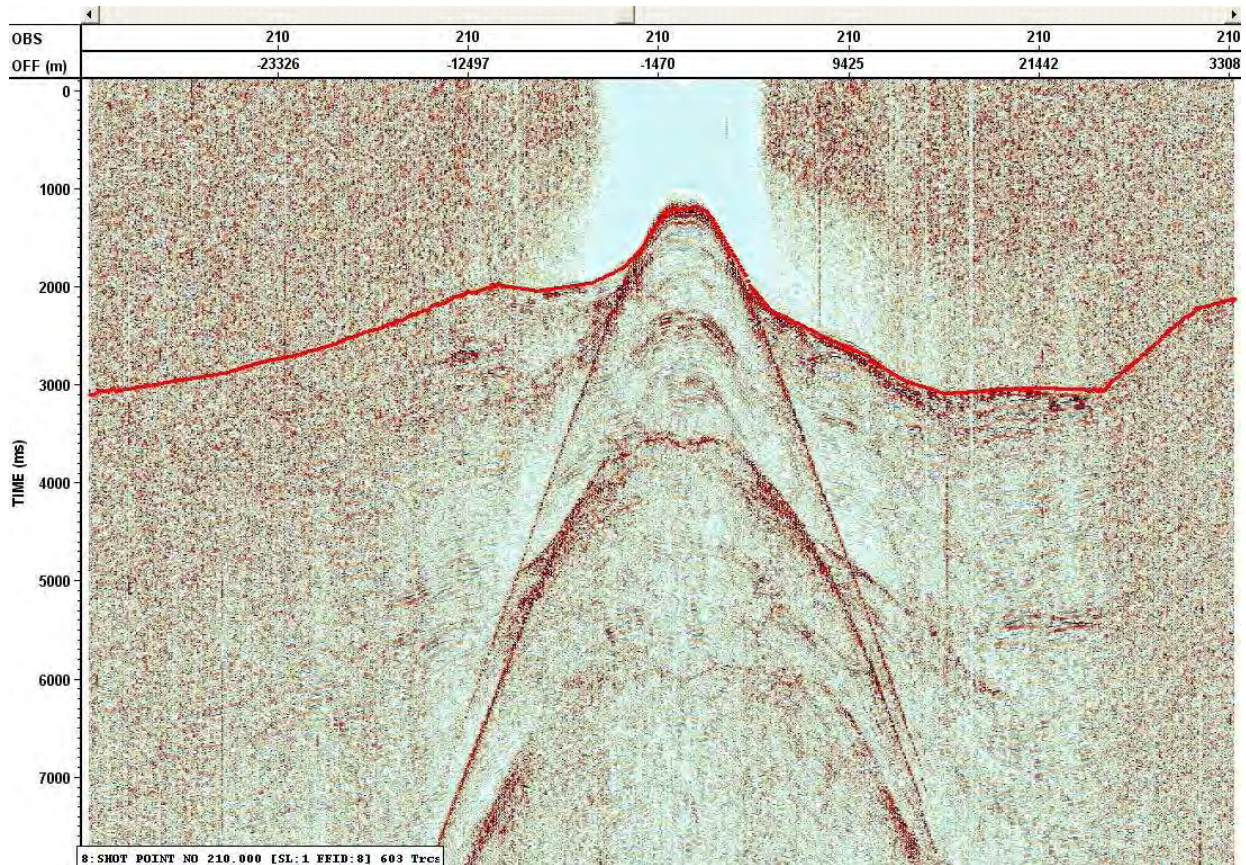
Il *picking* dei primi arrivi è stato effettuato sugli OBS *gatherers* utilizzando il *software* VISTA della GEBCO Ltd che offre diversi modi di visualizzazione delle tracce sismiche, nonché, la possibilità di variare rapidamente il livello di zoom sulla sezione. Trattandosi di utilizzare gli arrivi di onde che hanno viaggiato per decine di chilometri entro la crosta, l'energia dei segnali sismici non è elevata e quindi il rapporto segnale/disturbo è abbastanza basso. Pertanto, per riuscire a mettere in evidenza arrivi rifratti coerenti ma di piccola ampiezza, è stato necessario pre-processare i dati di campagna.

Per prima cosa è stato effettuato il *muting* delle tracce più rumorose e degli *spikes* (impulsi spuri). Solitamente le tracce sono visualizzate in *output* (video e/o carta) attraverso un'operazione di scala delle ampiezze rispetto ad un valore massimo, assegnato all'oscillazione più ampia (operazione di "normalizzazione"). Perciò tracce troppo rumorose o *spikes* possono mascherare gli eventi significativi dotati di minore energia.

Per incrementare il rapporto segnale/rumore sono stati testati diversi filtri passa-banda anche osservando lo spettro di frequenze delle tracce ed in genere la banda di frequenze migliore è risultata quella di 3/8-20/25 Hz con piccole differenze tra un profilo e l'altro. Le tracce sono state bilanciate



tramite AGC applicato su finestre di lunghezza variabile in base alla migliore identificazione dei primi arrivi (1-3 s). Infine, sempre per migliorare l'identificazione dei segnali, ci si è aiutati anche con la correzione di LMO e velocità di riduzione di 6 km/s (Fig. 3-9).



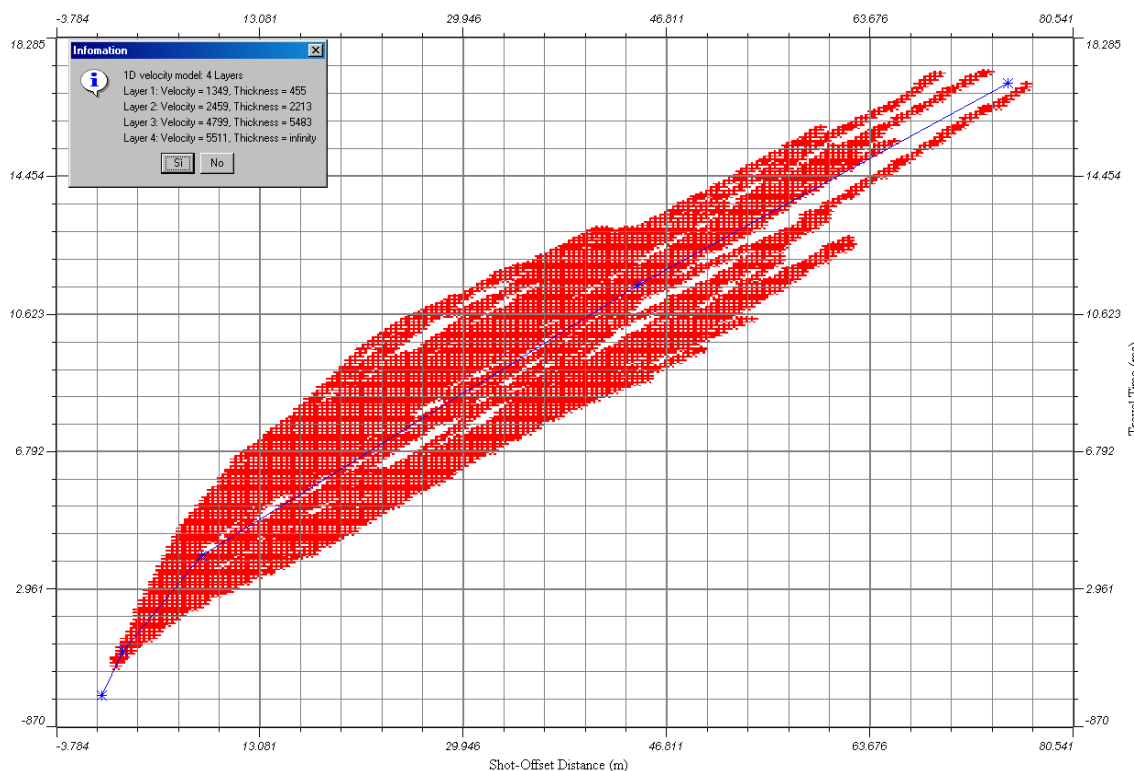
**Figura 3-9 Picking** effettuato sull'OBS gather 210 del profilo 4-2. Sulla sezione è stato applicato un filtro, un AGC e la correzione di LMO con velocità di riduzione pari a 6 km/s.

Il *picking* è stato esportato da VISTA in file ASCII e poi importato nel programma d'inversione TOMO.

I tempi di percorrenza in *input* corrispondono ad *offsets* compresi tra 3 e 70 km e il numero dei *picks* varia tra 10000 e 20000 per i vari profili.

TOMO permette l'inversione oltre che di dati acquisiti a terra anche di quelli a mare a rifrazione. Per far questo, è richiesto l'inserimento del profilo batimetrico in modo che allo strato d'acqua sia assegnata una velocità costante pari a 1500 m/s. In assenza di altre informazioni geologiche sulle formazioni del sottosuolo, questo dato, specie per fondali profondi, può costituire un buon vincolo, almeno nella parte più superficiale del modello. Perciò, inizialmente, sono stati usati semplici

modelli di partenza costituiti dallo strato d'acqua e da una velocità compresa tra 2000 e 6000 m/s per la parte sotto il fondo marino. Per assegnare quest'intervallo di velocità alle profondità del modello ci si è aiutati osservando il grafico che riporta il tempo di arrivo delle onde in funzione dell'*offset* (sempre positivo) per ogni OBS *gather* (Fig. 3-10). Si può così riconoscere un andamento medio delle velocità apparenti e costruire un semplice modello iniziale con strati di velocità diverse.



**Figura 3-10** Tempi di arrivo per tutti gli OBS *gather* del profilo 4-2 in funzione dell'*offset* (in rosso) e tracciamento di quattro rette con pendenze diverse ad indicare quattro possibili diversi intervalli di velocità (in blu).

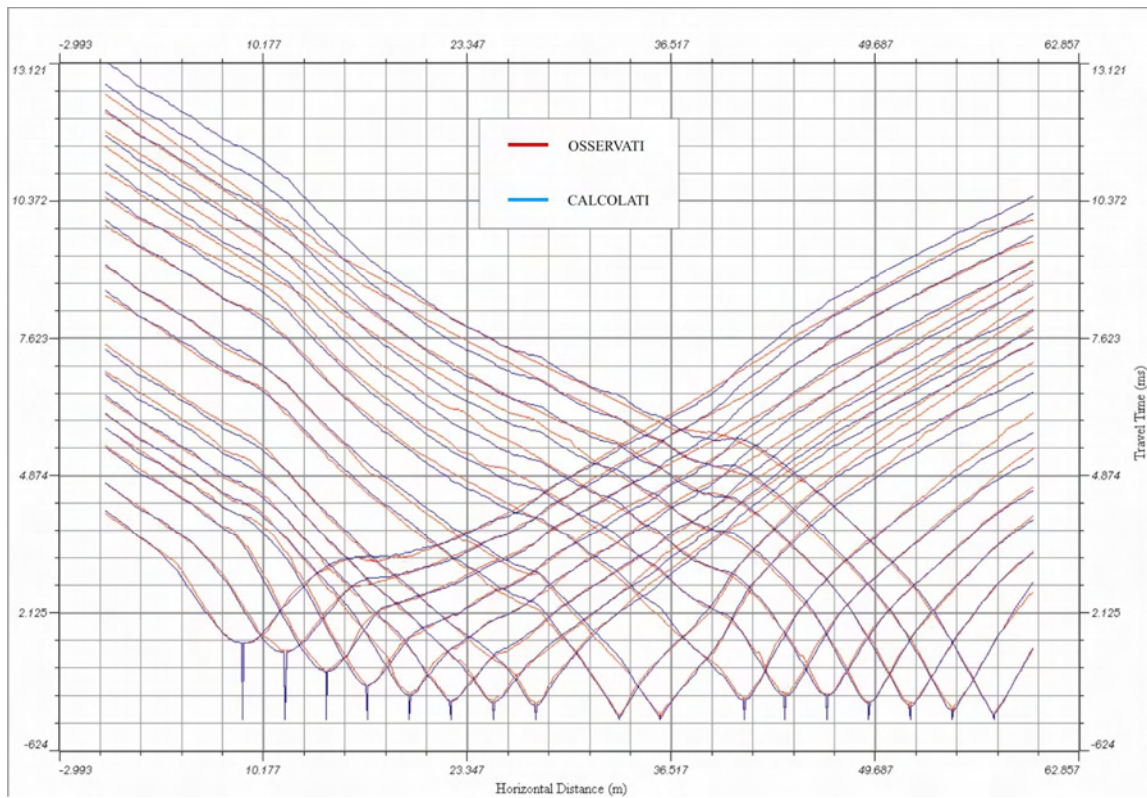
Come molti programmi di inversioni anche TOMO è sensibile sia alle velocità assegnate al modello iniziale sia alla discretizzazione delle celle del modello. Per la dimensione delle celle si è scelto di utilizzare, all'incirca, la distanza media tra gli scoppi e quindi una distanza compresa tra 60 e 65 m, secondo il profilo analizzato. Una volta discretizzato il modello iniziale, è possibile far partire l'inversione, assegnando una velocità massima con cui l'algoritmo proverà a minimizzare gli scarti tra tempi osservati e calcolati. La velocità massima assegnata è di 6000 m/s sulla base dell'analisi delle velocità apparenti delle dromocrone. Esistono, inoltre, due importanti parametri che influenzano in maniera sensibile la ricostruzione del modello di velocità: il parametro di lisciamento assoluto e il parametro di lisciamento relativo. Il lisciamento agisce sulla curvatura della funzione velocità

all'interno del modello ovvero sulla rugosità. Più è grande, più la rugosità, nell'inversione, tenderà ad assumere valori piccoli. Il lisciamiento relativo permette di usare un lisciamiento diverso per le due direzioni spaziali x e z, aumentandolo in valore, l'inversione, tenderà a creare strutture stratificate. Per il lisciamiento assoluto si è scelto il valore di 1 (i valori consigliati per la tomografia a rifrazione variano tra 0.5 e 50). Infatti, valori minori hanno creato problemi di oscillazione nella soluzione, mentre valori maggiori hanno ridotto la precisione del modello finale. Il valore del parametro di lisciamiento relativo è stato posto uguale a 4 (i valori consigliati variano tra 4 e 10) ed ha fornito un giusto compromesso tra variazioni di velocità verticali e laterali.

I modelli ottenuti dopo circa 20 iterazioni sono stati analizzati e confrontati con le linee MCS disponibili per l'area. Laddove si sia ritenuto che l'inversione non avesse prodotto buoni risultati, si è intervenuto sul modello iniziale, modificando le velocità di partenza e facendo ripartire il processo d'inversione. In ogni caso, i modelli risultanti risentono delle incertezze legate all'identificazione degli arrivi. Infatti, il basso rapporto fra segnale e rumore, dovuto principalmente alla non elevata energia della sorgente sismica e alle complessità geologiche e strutturali, rende difficile il riconoscimento dei segnali e la separazione delle onde di testa dalle onde di penetrazione a grandi *offsets*.

In generale, i modelli finali dei quattro profili, indagano una profondità compresa tra 3 e 6 km sotto il fondo marino. Bisogna rilevare che l'affidabilità del modello di velocità in profondità dipende da due fattori: la velocità dei sedimenti e l'*offset* massimo. Velocità alte negli strati superficiali, richiedono, infatti, *offsets* molto grandi, affinché si riesca ad avere informazioni anche dalle interfacce più profonde. Un altro aspetto importante è dato dal fatto che le velocità delle strutture più superficiali sono meglio definite nelle vicinanze degli OBS.





**Figura 3-11 Confronto tra tempi di percorrenza osservati e calcolati per il profilo 4-1. In rosso le dromocrone osservate e in blu quelle calcolate.**

I tempi di percorrenza osservati e calcolati per il profilo 4-1 sono mostrati in Fig. 3-11. Qui i problemi nella convergenza della modellistica sono evidenti per grandi *offsets* e quando ci sono veloci cambiamenti laterali nelle strutture e nelle litologie. La parte più affidabile del modello è quella centrale in cui si hanno gli incroci di dromocrone di differenti OBS *gathers*. Ovviamente ai margini sono, invece, presenti problemi di bordo.

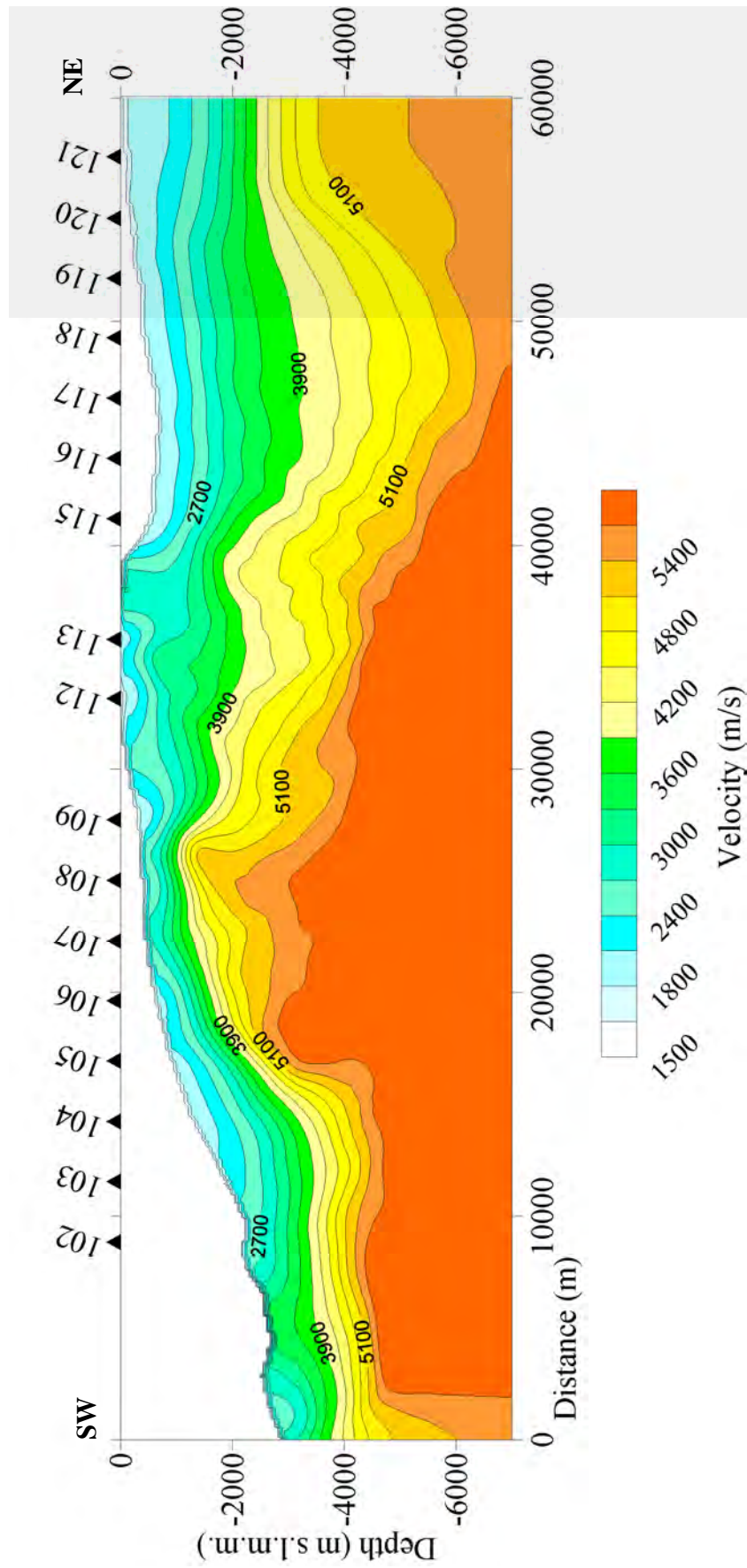
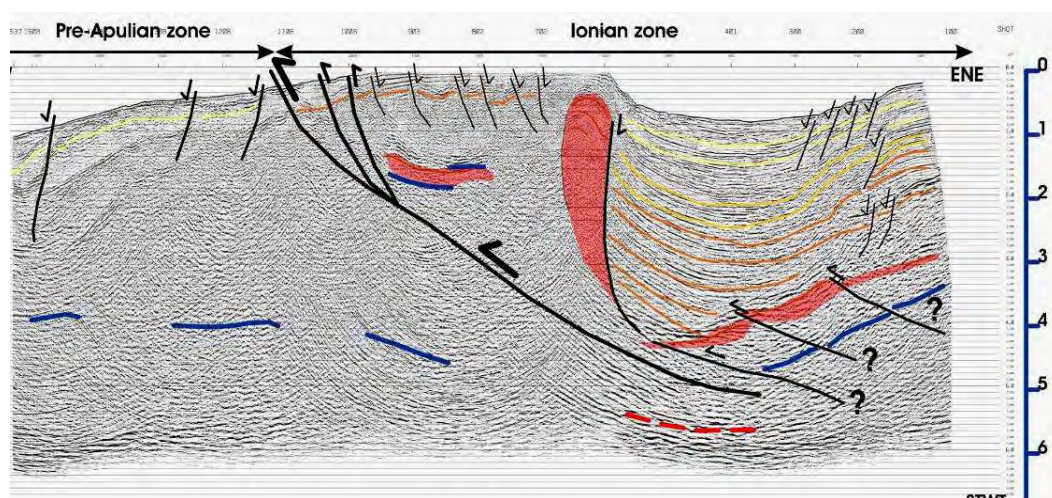


Figura 3-12 Modello di velocità del profilo 4-1 ottenuto alla fine dell'inversione tomografica.





**Figura 3-13** Sezione sismica multicanale corrispondente al profilo Z207 prossimo al profilo OBS 4-1, con interpretazione schematica: zona pre-Apula e zona Ionica, sale triassico in rosso.

E' possibile confrontare il campo di velocità ottenuto con la tomografia (Fig. 3-12) con le strutture sismiche interpretate dai dati MCS, lungo il vicino profilo Z-207 (Fig. 3-13). Questo profilo evidenzia il sovrascorrimento della zona Ionica sulla piattaforma della zona pre-Apula, la facies di bacino della zona Ionica, il flysch dell'unità del Pindo e il recente riempimento dello spazio lasciato dalla flessura di fronte all'arrivo dei carbonati della piattaforma di Tripolitza-Gavrovo e del loro basamento riconoscibile in affioramento nel Peloponneso, sovrascorsi sulle formazioni della zona Ionica.

I tempi di percorrenza e il modello di velocità per il profilo 4-2 sono mostrati nelle figure 3-14 e 3-16. Il modello di questo profilo, che evidenzia nuovamente strutturazioni tettoniche complesse, mostra la presenza di un bacino caratterizzato da velocità bassa (circa 2700 m/s) negli strati superficiali e che raggiunge valori di 5000 m/s a circa 6000 m sotto il l.m.m.. Muovendosi verso NE, lo spessore dell'acqua decresce e, nonostante effetti di bordo e mancanza di copertura, si trovano strati con velocità più alta (fino a 5500 m/s) a profondità di 4000 m (arrivo di *thrusts* con carbonati ad alta velocità).

Come esempio in Fig. 3-15 è mostrato il tracciamento dei raggi sul modello finale di velocità del profilo 4-2. I raggi coprono abbastanza uniformemente il modello, soprattutto nella parte centrale e per profondità non superiori a 8 km dal l.m.m..

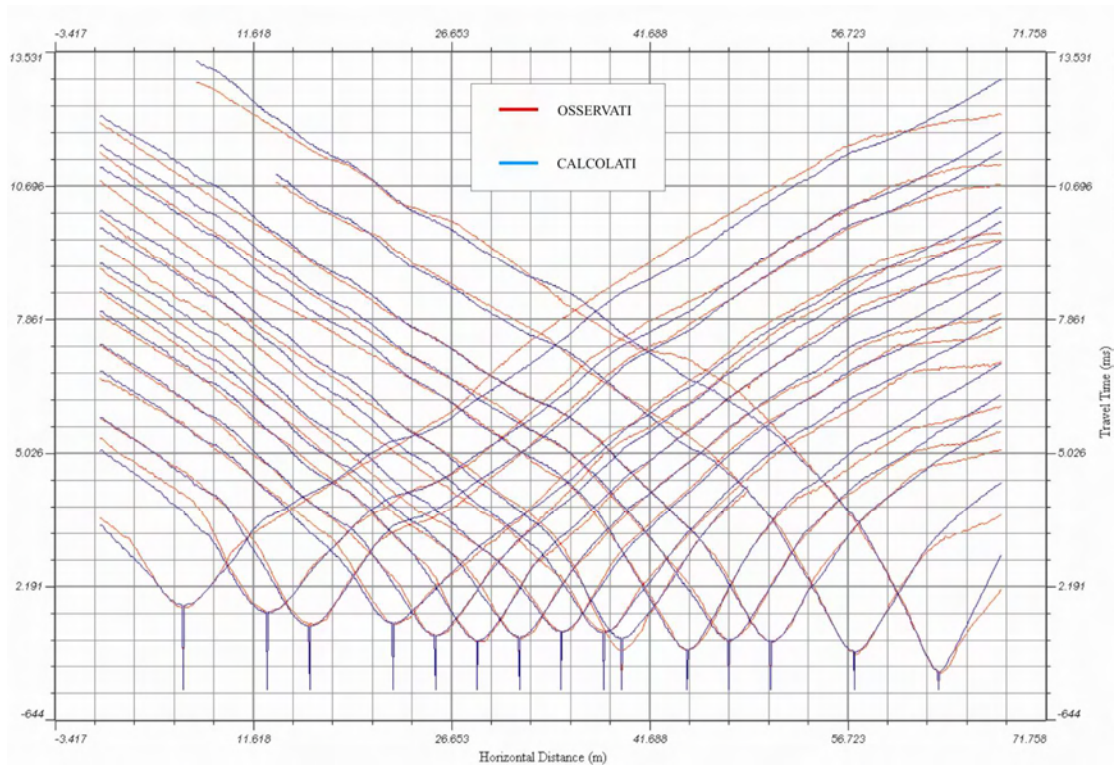


Figura 3-14 Confronto tra tempi di percorrenza osservati e calcolati per il profilo 4-2. In rosso le dromocrone osservate e in blu quelle calcolate.

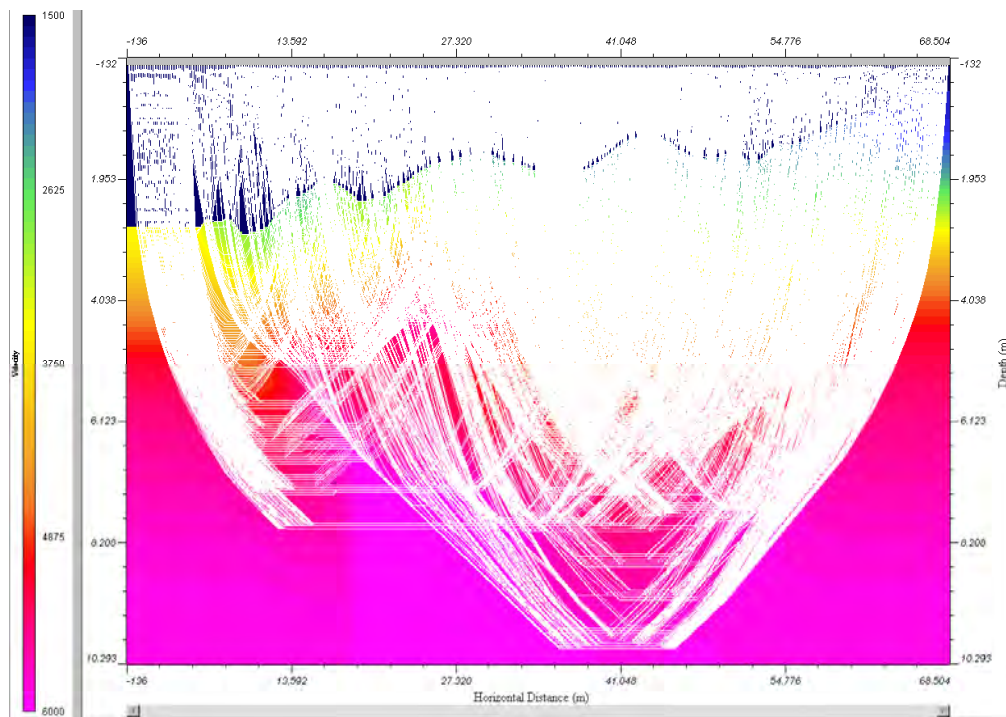


Figura 3-15 Ray-tracing calcolato da Tomo per il modello di velocità del profilo 4-2.

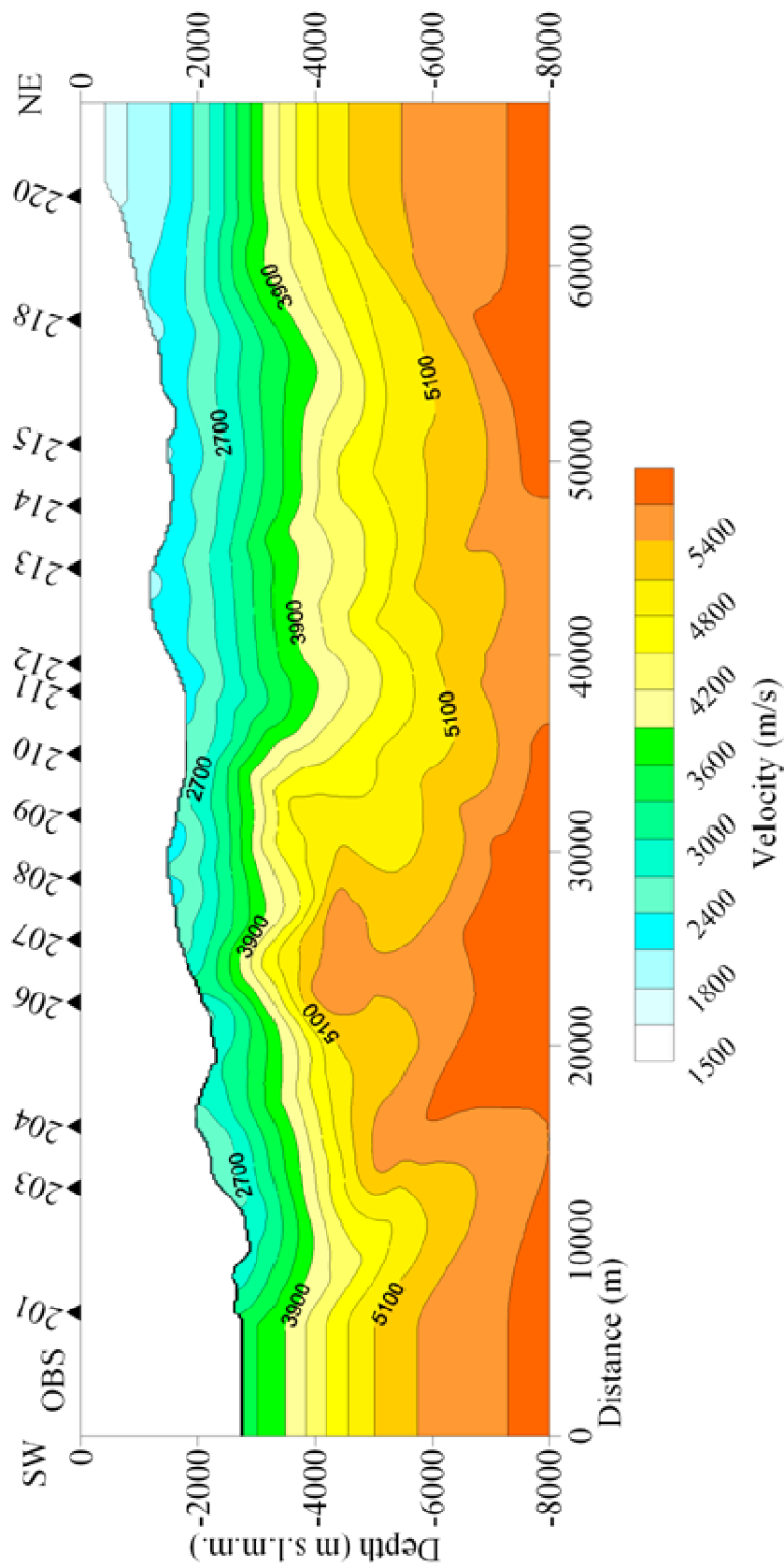
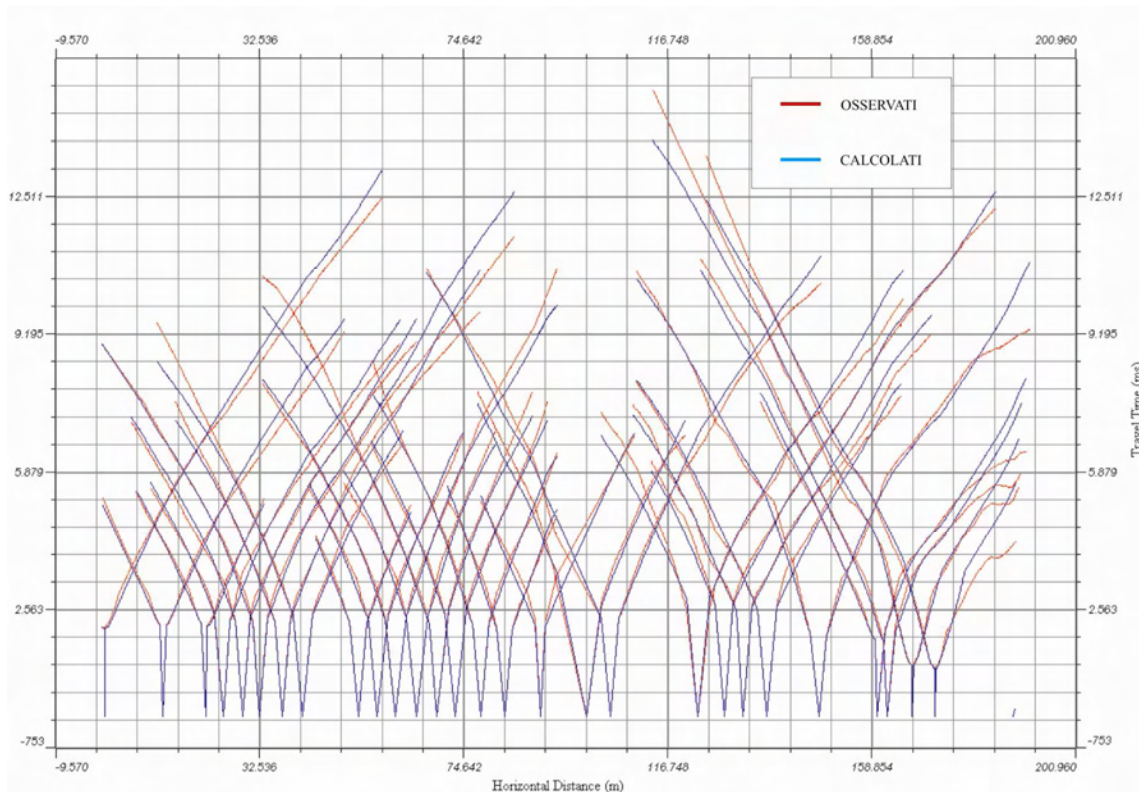


Figura 3-16 Modello di velocità del profilo 4-2 ottenuto alla fine dell'inversione tomografica.

I dati lungo il profilo 3-1 (Fig. 3-17 e 3-18) non sono omogenei e in certi punti sono abbastanza scarsi. Questo, a causa di un rapporto segnale-rumore molto basso, che ha reso estremamente difficile individuare i primi arrivi soprattutto a grandi *offsets*. Ad ogni modo l'interfaccia con velocità di 5 km/s può essere tracciata a una profondità di circa 3 km sotto il l.m.m..



**Figura 3-17** Confronto tra tempi di percorrenza osservati e calcolati per il profilo 3-1. In rosso le dromocrone osservate e in blu quelle calcolate.



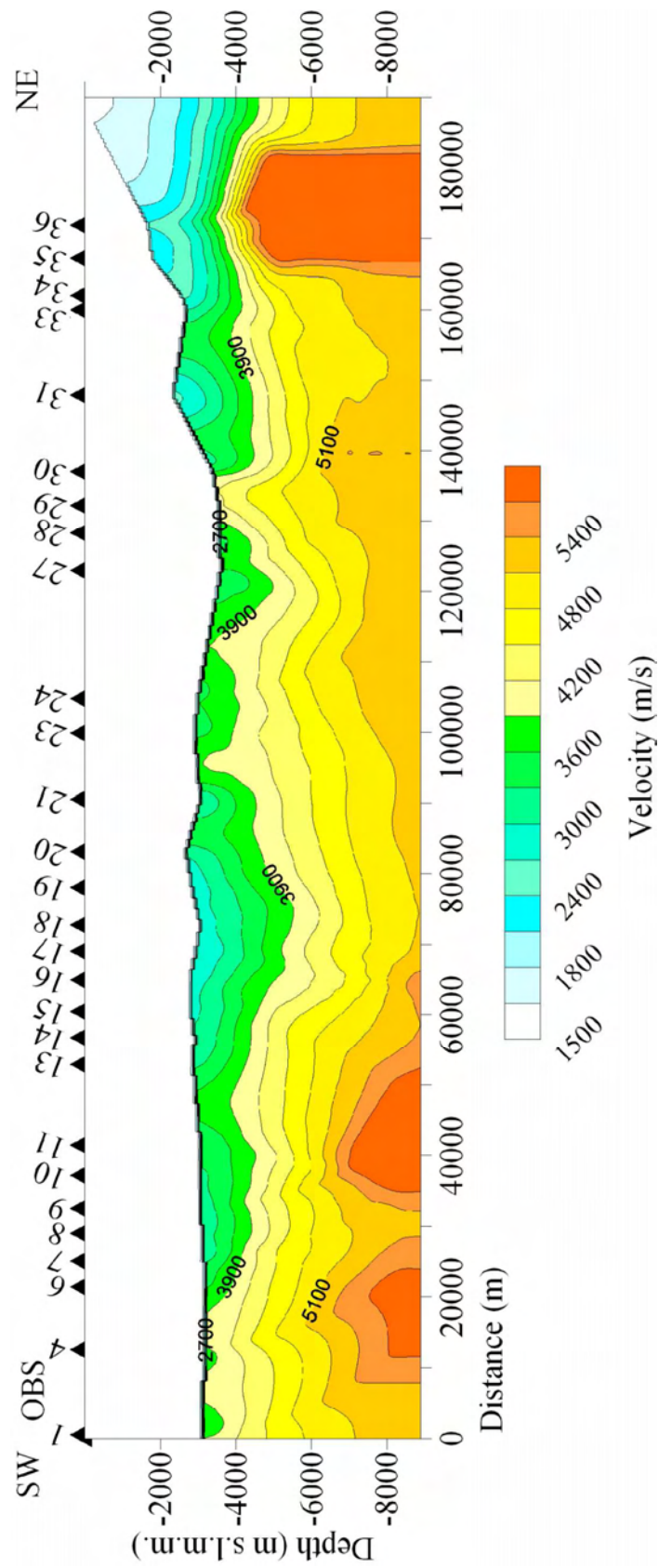
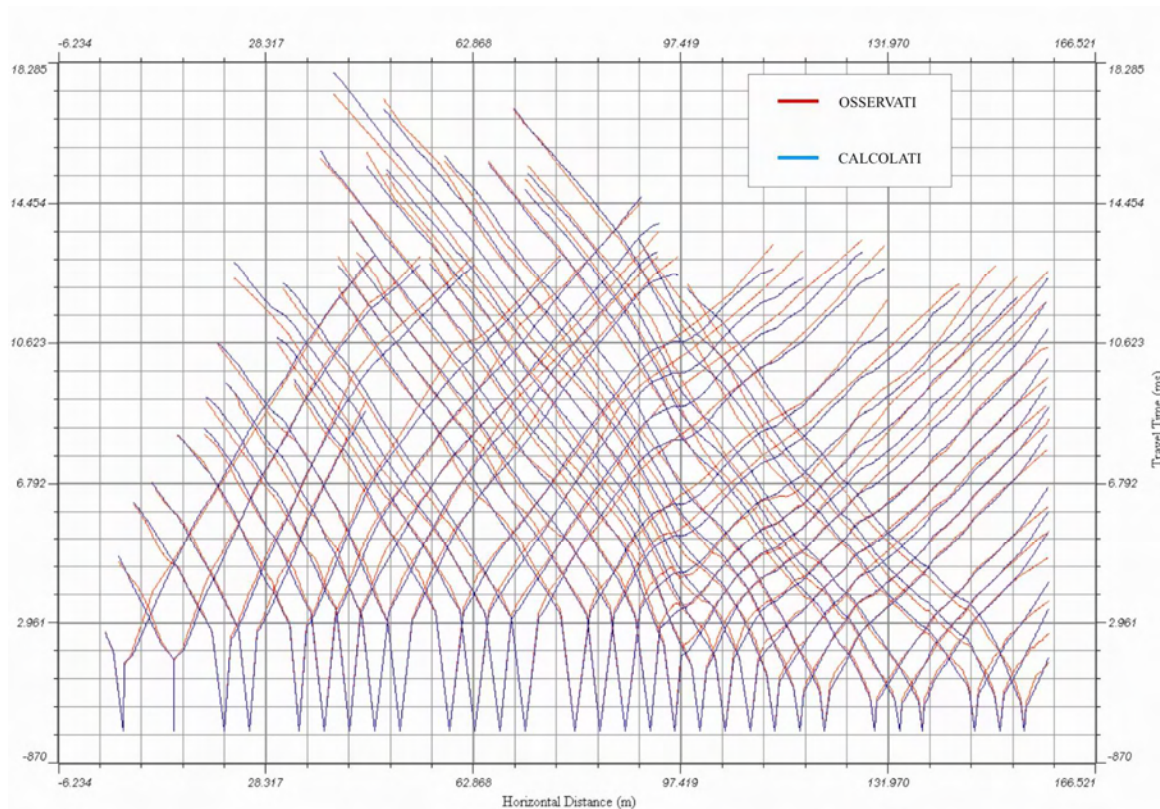


Figura 3-18 Modello di velocità del profilo 3-1 ottenuto alla fine dell'inversione tomografica.



Un altro profilo molto lungo è il 4-3 (Fig. 3-19 e 3-20) dove l'arrivo dei *thrusts* carbonati della piattaforma del Gavrovo sono rappresentati dal corpo ad alta velocità (più di 5500 m/s) sul lato destro della sezione (verso NE).



**Figura 3-19** Confronto tempi di percorrenza osservati e calcolati per il profilo 4-3. In rosso le dromocrone osservate e in blu quelle calcolate.

Al centro del profilo si entra nel cosiddetto *Trench* dell'Arco ellenico con materiale vicino alla superficie (fondo marino) a velocità più bassa, di fronte all'esteso corpo della *Mediterranean Ridge*. Più probabilmente si tratta di un bacino interno di *piggy back* trasportato dal sottostante *back-stop* fino alle strutture di *backthrust* del *Med. Ridge*.

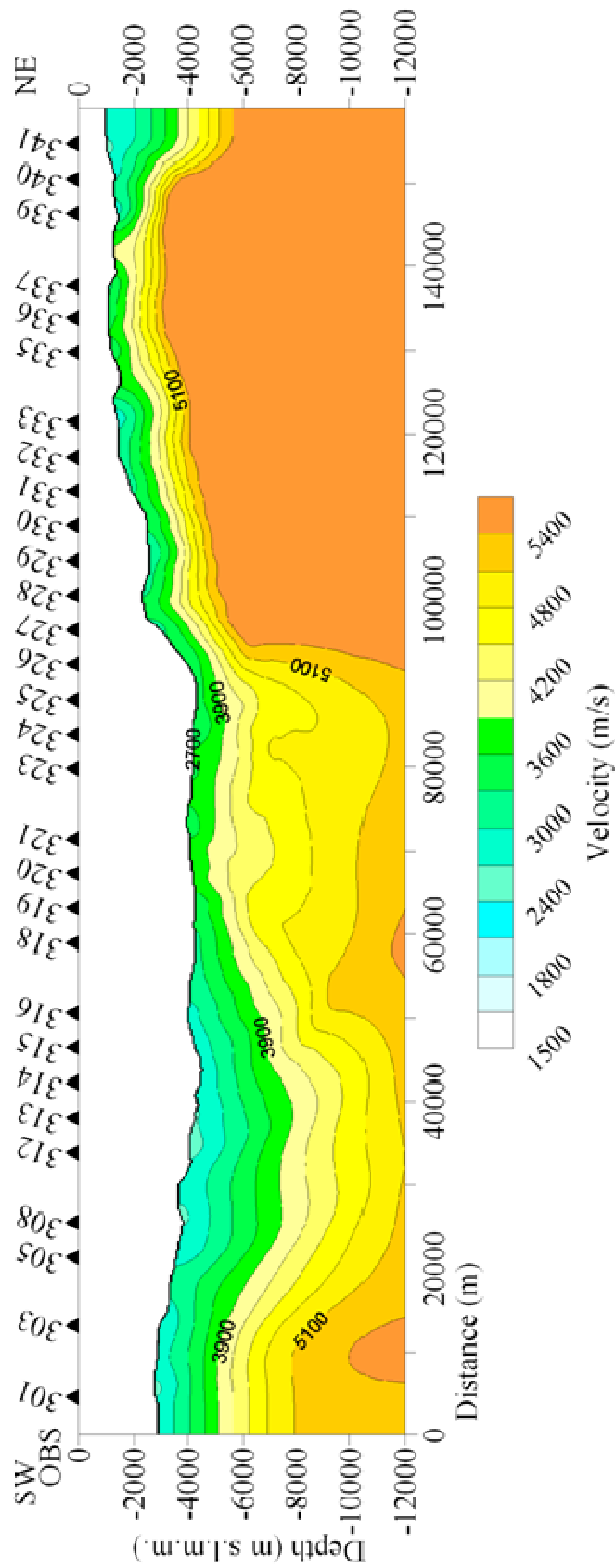
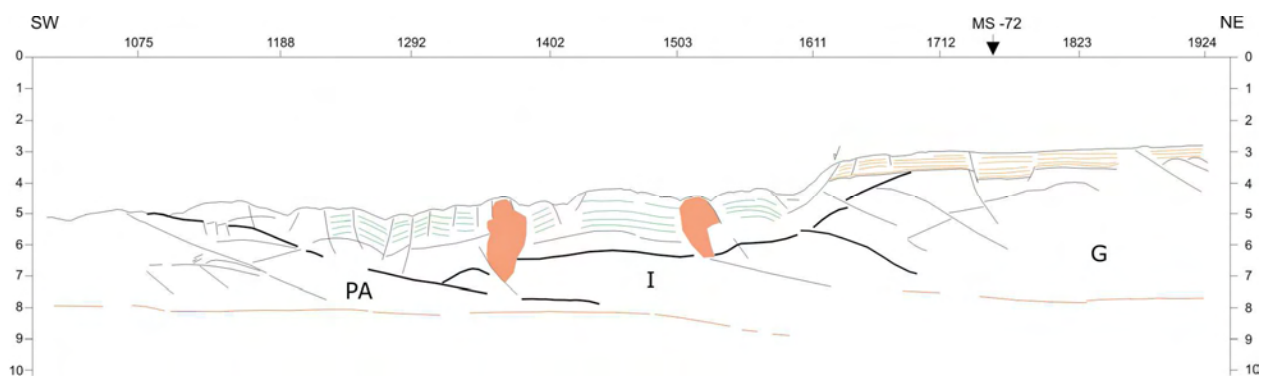


Figura 3-20 Modello di velocità del profilo 4-3 ottenuto alla fine dell'inversione tomografica.

E' possibile fare il confronto con un profilo MCS, chiamato MS-71, che appartiene allo stesso dominio geologico e illustra le strutture sedimentarie della crosta. L'interpretazione è mostrata schematicamente in Fig. 3-21. I tratti colorati in marroncino rappresentano i depositi superficiali del Plio-Pleistocene, mentre i tratti verdi indicano il flysch dei *thrusts* che poggiano in modo plastico sulle rocce più veloci della zona Ionica e del Gavrovo-Tripolitza. Un piano di scorrimento separa queste unità dai depositi miocenici del bacino interno, altamente deformati a causa della collisione, fino al cuneo (ancora di età miocenica) del *backthrust* del *Mediterranean Ridge*. Il *back-stop*, ben definito nelle sezioni IMERSE (Fruehn et al., 2002), non è chiaramente rappresentato in questo profilo.



**Figura 3-21 Interpretazione e line drawing della parte più orientale del profilo MCS MS-71 (posizione in Fig. 3-8). Con G è indicata la zona Gavrovo-Tripolitza, con I la zona ionica con PA quella pre-Apula. La zona ionica è interessata da tettonica salina. Le unità più superficiali sono interpretate come flysch (dalla zona del Pindo) con sovrapposti terreni man mano più plastici del Miocene medio-superiore costituenti anche la *Med. Ridge* e del Plio-Quaternario.**

I campi di velocità ottenuti con l'inversione dei primi arrivi sono stati prolungati in profondità fino ad un massimo di 30-35 km. Per prolungarli è stato applicato un gradiente di velocità al fine di ottenere valori compatibili con quanto disponibile in letteratura (profili WAR/R di Clement et al., 2000; Makris, 1978; Fruehn et. al., 2002).

Di seguito sono presentati i campi di velocità (intervallari) che sono stati utilizzati per il WED, per la correzione di NMO, dopo esser stati convertiti in velocità rms, e per la migrazione in profondità secondo Kirchhoff (Fig. 3-22, 3-23, 3-24, 3-25, 3-26). A causa della sua lunghezza e complessità, il profilo 4-3 è stato suddiviso in due parti: nella prima (parte a) sono considerati gli OBS dal 301 al 324, nella seconda (parte b) quelli dal 321 al 341.

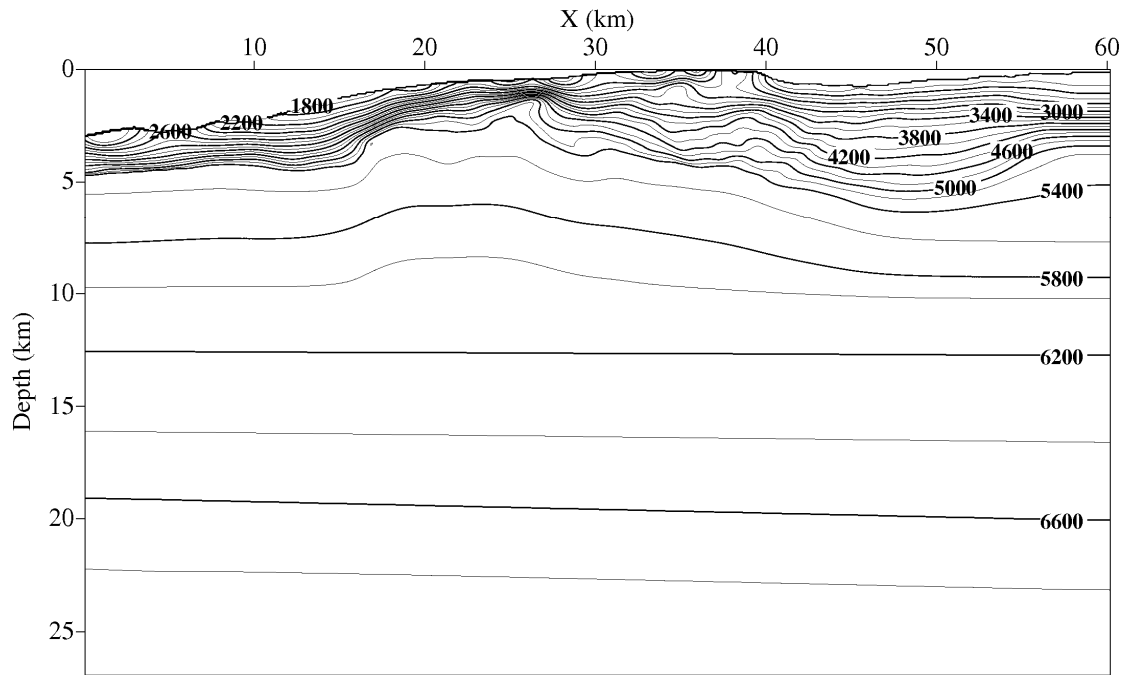


Figura 3-22 Campo di velocità del profilo 4-1.

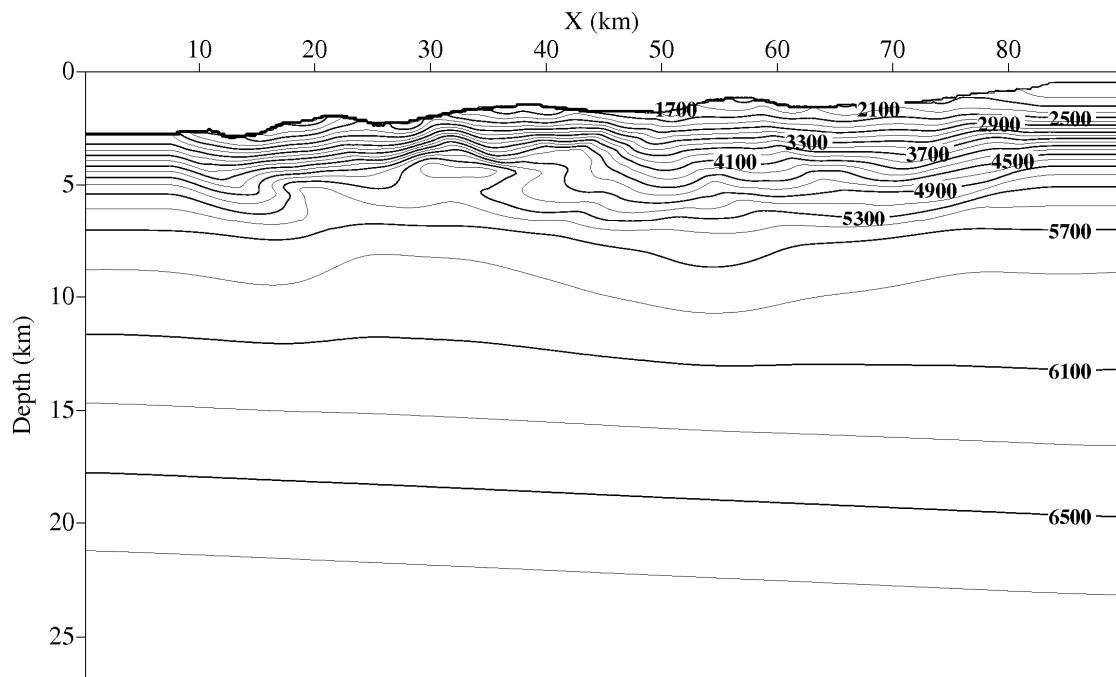


Figura 3-23 Campo di velocità del profilo 4-2.

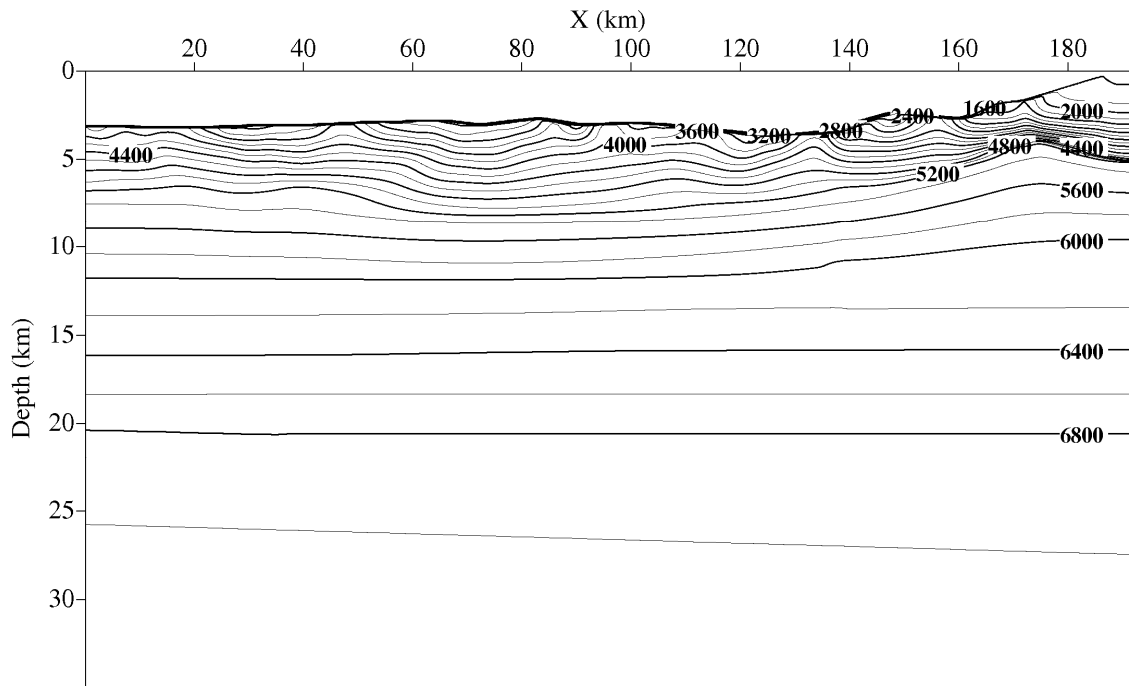


Figura 3-24 Campo di velocità del profilo 3-1.

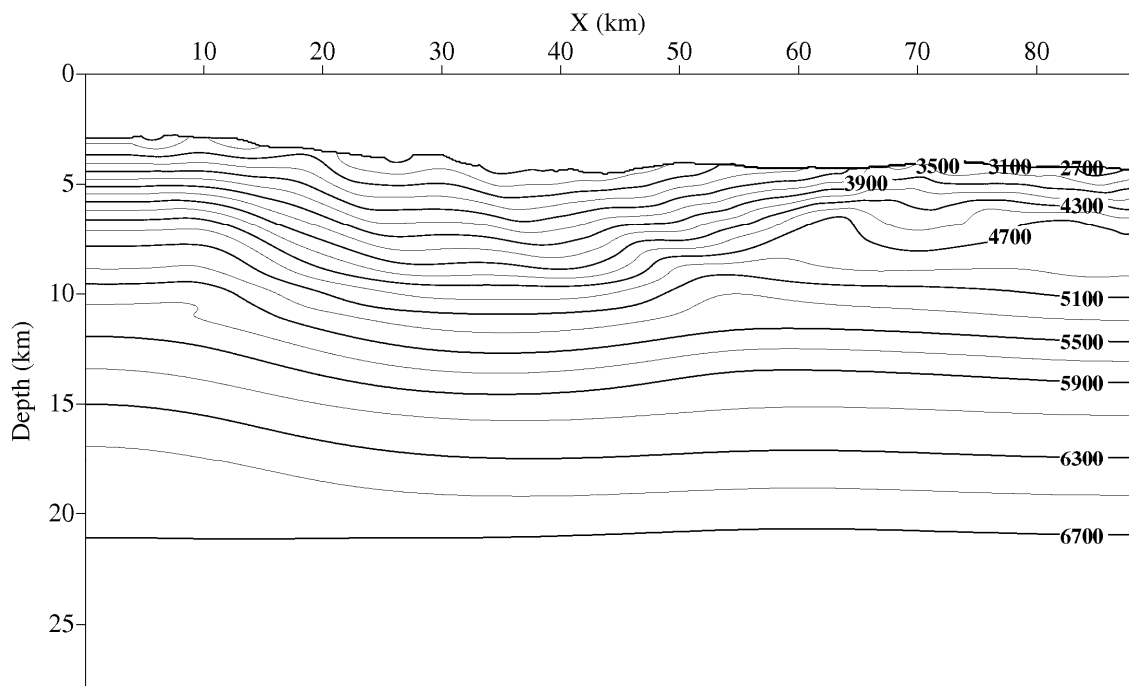


Figura 3-25 Campo di velocità del profilo 4-3 (parte a).



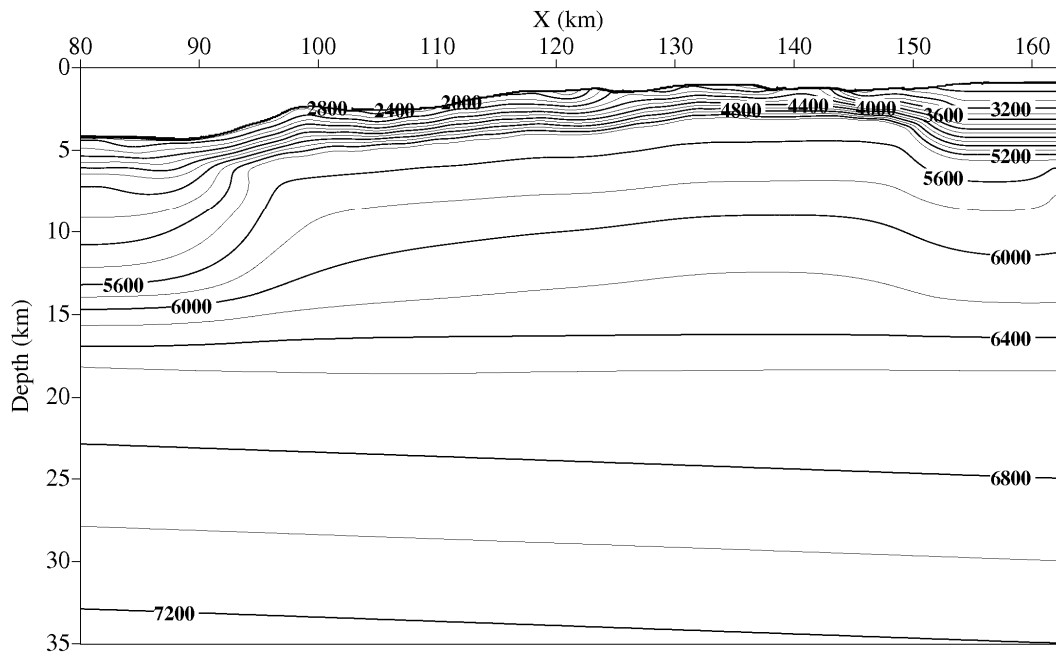


Figura 3-26 Campo di velocità del profilo 4-3 (parte b).

### 3.4 WED

#### 3.4.1 Introduzione

Il WED può essere utilizzato per migliorare l'immagine sismica in zone che presentano una topografia molto irregolare e/o complessi campi di velocità e in cui le condizioni alla base delle statiche non sono più rispettate (Bevc, 1993).

Il concetto di WED è stato presentato per la prima volta da Berryhill nel 1979 e applicato a dati a *zero-offset (post-stack)*. Con esso si indica la continuazione verso l'alto o verso il basso di dati sismici, nel dominio temporale, con lo scopo di ridefinire la superficie di riferimento (*datum*) sulla quale saranno localizzati i ricevitori e le sorgenti (Berryhill, 1979). In altre parole, si tratta di estrapolare un campo d'onde, definito su una superficie, in punti che stanno al di fuori di questa superficie.

La procedura di Berryhill si basa su un metodo di estrapolazione che utilizza la soluzione dell'integrale di Kirchhoff all'equazione d'onda scalare. Berryhill generalizza nel 1984 il suo metodo a dati *pre-stack*, applicando l'estrapolazione prima ai *common-source gathers* e poi ai *common-receiver gathers*.

Wiggins (1984) presenta lo stesso concetto di estrapolazione (mediante integrale di Kirchhoff) ai dati *pre-stack*, ma a quest'algorithmo aggiunge un passo in più, rappresentato dalla migrazione.

Yilmaz e Lucas (1986) utilizzano il WED per sostituire la velocità dello strato superficiale con quella del substrato (*layer replacement*). Questa tecnica è utile soprattutto per diminuire le distorsioni e le interruzioni delle riflessioni al di sotto di un fondo marino irregolare, in zone in cui si ha un forte contrasto di velocità tra l'acqua e il substrato.

Shtivelman e Canning (1988) dimostrano l'inadeguatezza delle statiche quando ci si trova in presenza di significative differenze di elevazioni (tra *datum* di partenza e nuovo *datum*) e campi di velocità complessi e derivano un metodo di estrapolazione (leggermente diverso da quello di Berryhill) partendo sempre dall'integrale di Kirchhoff. Inoltre, essi sottolineano come la migrazione applicata alle statiche non riesca a far collassare le iperboli di diffrazione, causando la dispersione dell'energia sismica sulla sezione migrata e il deterioramento della risoluzione spaziale.

Con piccole modifiche anche gli algoritmi di migrazione basati sulle differenze finite (Claerbout, 1985) e sullo spostamento di fase (*phase-shift*; Gazdag, 1978) possono essere ricondotti ad operatori per il WED.

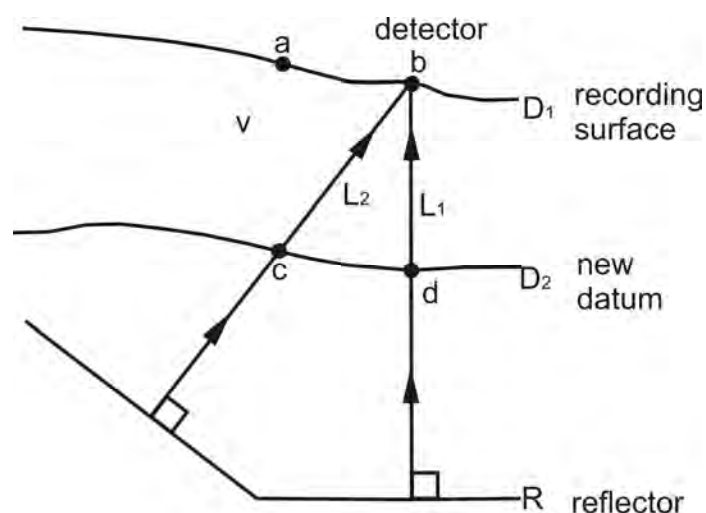
### 3.4.2 Confronto fra statiche e WED

Le correzioni statiche sono adeguate quando:

- 1) i percorsi dei raggi vicino alla superficie di registrazione sono quasi verticali;
- 2) gli spostamenti da applicare per riportare i dati registrati su una superficie ad un nuovo *datum* sono piccoli.

Affinché sia valida la prima condizione, la legge di Snell richiede un forte contrasto di velocità entro gli strati della parte superficiale della sezione sismica. In tutti i casi in cui la prima e la seconda condizione non siano rispettate, sarebbe preferibile utilizzare il WED.

Per meglio chiarire la differenza tra statiche e WED possiamo considerare l'esempio proposto da Berryhill (1979) in Fig. 3-27.



**Figura 3-27** Due raggi giungono ad uno stesso ricevitore b, posto sulla superficie  $D_1$  attraversando la superficie  $D_2$  in due punti diversi (c, d) (modificata da Berryhill, 1979).

Lungo la superficie di registrazione  $D_1$  sono posizionati dei ricevitori che registrano una sezione a *zero-offset*. Due raggi emergono da due differenti punti del riflettore R e sono registrati dal ricevitore b sulla superficie  $D_1$ . Supponiamo ora di voler prolungare verso il basso il campo di onde, spostando la nostra superficie di riferimento dal *datum*  $D_1$  al *datum*  $D_2$ . Se vogliamo predire cosa avremmo osservato sulla superficie  $D_2$  in base alla conoscenza di quanto registrato sulla superficie  $D_1$ , non possiamo semplicemente riassegnare la traccia registrata in b alla nuova posizione d. Infatti, i raggi adesso sono registrati da due diversi ricevitori: il raggio verticale dal ricevitore b mentre quello obliquo

da c. Per questo motivo lo spostamento in tempo per il raggio verticale ( $2L_1/v$ ) è diverso da quello obliquo ( $2L_2/v$ ) e, inoltre, il raggio obliquo ha bisogno di essere riassegnato al ricevitore c. Per essere corretta, qualsiasi procedura adottata per ricollocare il *datum* di una sezione sismica da  $D_1$  a  $D_2$  deve essere sensibile alla variabilità dei tempi di riflessione in funzione dell'andamento del riflettore e conseguentemente spostare sia i tempi di arrivo che la posizione laterale d'arrivo.

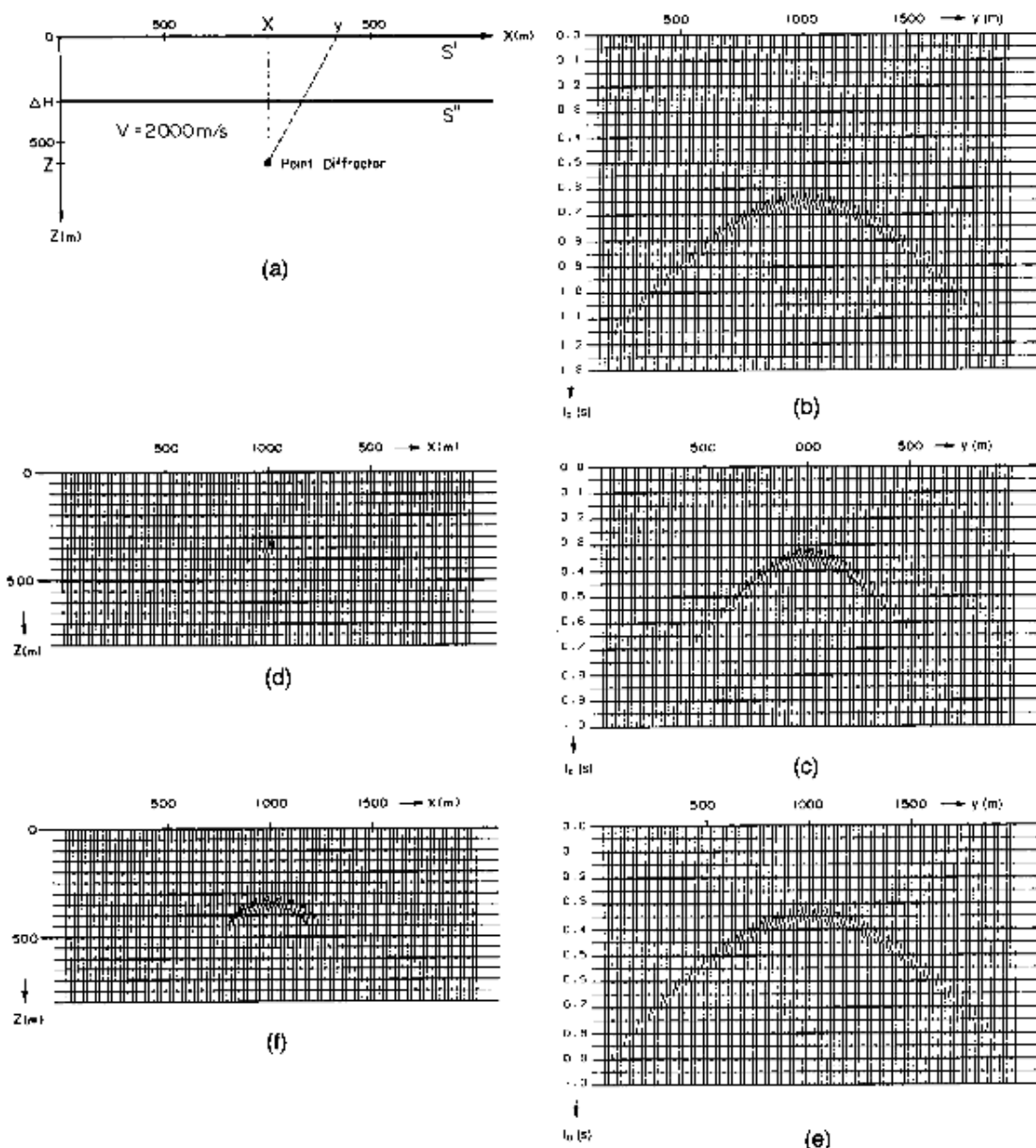


Figura 3-28 (a) Punto diffrattore in un modello omogeneo contenente due superfici di riferimento orizzontali  $S'$  ed  $S''$ . (b) Sezione tempo zero-offset registrata su  $S'$ . (c) Sezione tempo zero-offset registrata su  $S''$ . (d) L'iperbole di diffrazione è collassata in un punto. (e) Correzione statica su (b) per portare il *datum* da  $S'$  ad  $S''$ . (f) Migrazione in profondità di (e). L'iperbole di diffrazione, passando da  $S'$  ad  $S''$  è trasformata in un semicerchio di raggio  $\Delta H$  (da Shtivelman e Canning, 1988).

Dagli esempi proposti da Shtivelman e Canning (1988) si può capire cosa succede quando si migra una sezione su cui sono state applicate le statiche e cosa accade, invece, quando si ricorre al WED. Supponiamo che un punto diffrattore di coordinate  $(X, Z)$  sia attivato al tempo  $t=0$  in un mezzo omogeneo contenente due superfici orizzontali di riferimento  $S'$  e  $S''$  (Fig. 3-28).

La corrispondente sezione *zero-offset* in tempi, basata sul concetto dei riflettori esplodenti (vedere paragrafo 3.6), contiene l'iperbole di diffrazione che può essere espressa analiticamente come:

$$t'_0 = \frac{2}{v} \sqrt{(y - X)^2 + Z^2} \quad (1) \quad \text{per la superficie } S' \text{ (Fig. 3-28 (b));}$$

$$t''_0 = \frac{2}{v} \sqrt{(y - X)^2 + (Z - \Delta H)^2} \quad (2) \quad \text{per la superficie } S'' \text{ (Fig. 3-28 (c)), in cui } t_0 \text{ è il}$$

tempo verticale a due vie,  $y$  è la coordinata del CMP,  $v$  è la velocità nel modello e  $\Delta H$  è la differenza di elevazione tra  $S'$  e  $S''$ .

Se applichiamo le statiche per spostare il *datum* da  $S'$  a  $S''$  abbiamo (Fig. 3-28 (e)):

$$t_0^{(s)} = t'_0 - \frac{2}{v} \Delta H = \frac{2}{v} \left[ \sqrt{(y - X)^2 + Z^2} - \Delta H \right]$$

Le figure (3-28 (c) e 3-28 (e)) illustrano le differenze sulle sezioni tempi tra la soluzione esatta e l'uso delle statiche. Queste differenze si ripercuotono anche sulla sezione profondità ottenuta dopo la migrazione. Quest'ultima può essere descritta come una trasformazione analitica del piano  $(y, t_0)$  (sezione *zero-offset* in tempi) nel piano  $(x, z)$  (sezione profondità). Ogni punto  $(x, z)$  della sezione profondità può essere considerato un punto diffrattore e la relativa iperbole di diffrazione sulla sezione tempi è espressa dalla relazione (1). In ogni punto  $(y, t_0)$  lungo l'iperbole la pendenza apparente può essere trovata derivando la (1) rispetto ad  $y$ :

$$p = \frac{dt_0}{dy} = \frac{2}{v} \frac{y - x}{(vt_0/2)} \quad (3)$$

Per un dato punto  $(y, t_0)$  e la corrispondente pendenza  $p(y, t_0)$  sulla sezione tempi le espressioni (1) e (3) rappresentano un sistema di equazioni per  $x$  e  $z$ , la cui risoluzione fornisce le coordinate del corrispondente punto diffrattore sulla sezione in profondità:

$$\begin{aligned} x &= y - (vt_0/2)(pv/2) \\ z &= (vt_0/2) \sqrt{1 - (pv/2)^2} \end{aligned} \quad (4)$$

Utilizzando la soluzione esatta ( $t_0''$ ) in questo sistema di equazioni si vede che l'iperbole di diffrazione registrata sulla superficie  $S''$  collassa nel punto  $(X, Z - \Delta H)$  (Fig. 3-28 (d)). Invece,



utilizzando le statiche che spostano l'iperbole di diffrazione dalla superficie S' a S'', si ottiene un semicerchio con centro nel punto (X, Z) e raggio  $\Delta H$  (Fig. 3-28 (f)). Questo esempio mostra come le statiche possano disperdere l'energia sismica e deteriorare la risoluzione spaziale sulla sezione in profondità. Utilizzando le statiche la precisione diminuisce proporzionalmente alla differenza di elevazione tra vecchio e nuovo *datum*.

### 3.4.3 Principi del WED

Il WED è stato applicato ai profili OBS utilizzando i codici "sudatumk2dr" e "sudatumk2ds", disponibili nel pacchetto *Seismic Unix (Colorado School of Mines)*.

Il codice, scritto da Trino Salinas (1996) e basato a sua volta su un codice di Zhenyue Liu (1995) per effettuare la migrazione di Kirchhoff, implementa un operatore di estrapolazione utilizzando un'approssimazione della formula originale di Berryhill (1979). La trattazione matematica completa è contenuta in appendice a Berryhill (1979) e qui la riprendiamo brevemente.

Se  $U(x, y, z; t)$  è un campo d'onda che si propaga in un mezzo avente velocità  $v(x, y, z)$  allora l'equazione d'onda scalare è:

$$\left[ \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{1}{v^2(x, y, z)} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \right] U(x, y, z; t) = 0$$

L'integrale di Kirchhoff, soluzione di questa equazione, è la scrittura matematica del principio di Huygens che afferma che un'onda ad un tempo  $(t+\Delta t)$  è la risultante delle sovrapposizioni di onde sferiche generate da sorgenti puntiformi al tempo  $t$ .  $U$  può essere scritto come:

$$U(x, y, z, t) = \frac{1}{2\pi} \int \left\{ \frac{1}{r} \left[ \frac{\partial U(\tau)}{\partial z} \right] + \frac{\cos \theta}{r^2} [U(\tau)] + \frac{\cos \theta}{vr} \left[ \frac{\partial U(\tau)}{\partial t} \right] \right\} dA, \text{ dove } \tau = t-r/v \text{ è il tempo}$$

ritardato. Quest'equazione costituisce la base della migrazione di Kirchhoff. Il secondo termine dell'integrale è la componente "*near field*" che di solito è trascurata, mentre il terzo termine è la componente "*far field*".

Supponiamo ora che  $U$  sia un campo d'onda scalare che si muove verso l'alto, conosciuto, assieme alla sua derivata nel tempo, in tutti i punti di una superficie piana ed infinita  $A_0(x_0, y_0, z_0)$  (Fig. 3-29).

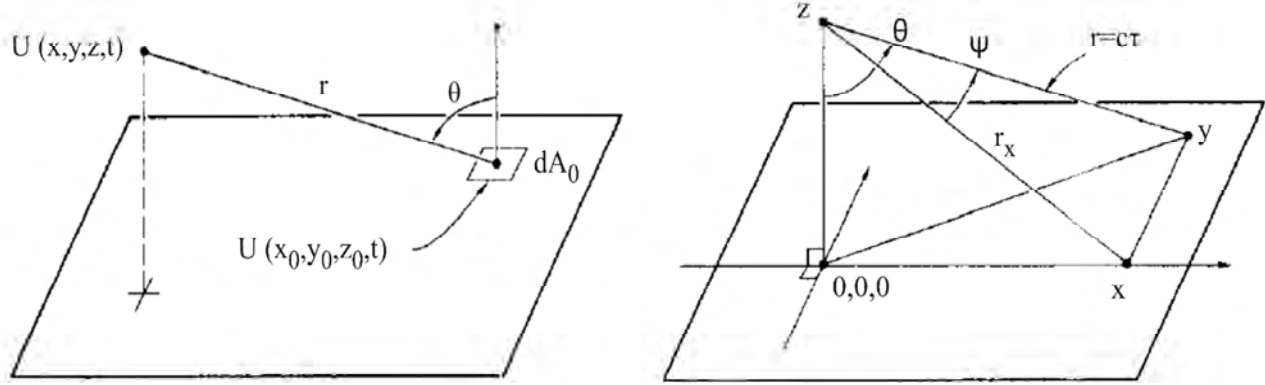


Figura 3-29 A sinistra, la geometria utilizzata nell'espressione dell'integrale di Kirchhoff. A destra, la situazione nel caso specifico in cui U sia indipendente da y (da Berryhill, 1979).

L'obiettivo è di giungere alla conoscenza di U in un punto (x, y, z) sulla superficie e per tutti i tempi. Supponiamo, inoltre, che la velocità con cui si propaga U sia c in modo che il tempo di percorrenza tra un punto sulla superficie (x<sub>0</sub>, y<sub>0</sub>, z<sub>0</sub>) e il punto (x, y, z) sia r/c. In queste condizioni l'integrale di Kirchhoff diventa:

$$U(x, y, z, t) = \frac{1}{2\Pi} \int dA_0 \frac{\cos \theta}{r^2} \left[ U(x_0, y_0, z_0, t - r/c) + r/c \frac{\partial}{\partial t} U(x_0, y_0, z_0, t - r/c) \right].$$

Il campo d'onda conosciuto presenta il ritardo temporale (t-r/c). Esso è pesato assieme alla sua derivata temporale da alcuni fattori puramente geometrici ed è integrato sulla superficie A<sub>0</sub>. Quest'integrale si può semplificare se supponiamo di conoscere U solo lungo una linea del piano (x) e assumiamo che sia indipendente dalla direzione perpendicolare a questa linea (y). Fissando inoltre il piano A<sub>0</sub> a z = 0 (Fig. 3-29), nell'ipotesi di voler calcolare il campo in un punto sopra l'origine degli assi (x = 0), e sostituendo cos θ con z/r si ha:

$$U(0, z, t) = \frac{1}{2\Pi} \int_{-\infty}^{\infty} dxz \int_{-\infty}^{\infty} dy \frac{1}{r^3} \left[ U(x_0, y_0, z_0, t - r/c) + r/c \frac{\partial}{\partial t} U(x_0, y_0, z_0, t - r/c) \right].$$

L'integrazione lungo y può essere convertita in una convoluzione nel dominio del tempo. Infatti, definendo τ=r/c e r<sub>x</sub> = (x<sup>2</sup> + z<sup>2</sup>)<sup>1/2</sup>, segue che y = ±(c<sup>2</sup>τ<sup>2</sup> - r<sub>x</sub><sup>2</sup>)<sup>1/2</sup> e dy = ±c<sup>2</sup>τdτ / (c<sup>2</sup>τ<sup>2</sup> - r<sub>x</sub><sup>2</sup>)<sup>1/2</sup> con il segno (+ o -) che seleziona uno o l'altro semipiano. Affinché l'argomento sotto radice non sia negativo, dev'essere cτ ≥ r<sub>x</sub>. Questa condizione è soddisfatta fisicamente, ma richiede un cambiamento

ai limiti dell'integrazione da  $\int_{-\infty}^{\infty} dy$  a  $2 \int_{r_x/c}^{\infty} d\tau$ .

Allo stesso risultato si giunge introducendo la funzione gradino  $H(t)$  che ha valore unitario per tempi uguali o maggiori a zero e valore nullo per tempi negativi.

Si ha perciò:

$$U(0, z, t) = \frac{1}{\Pi} \int_{-\infty}^{\infty} dx \frac{z}{c^2} \int_{-\infty}^{\infty} d\tau H(\tau - r_x/c) \cdot \frac{1}{\tau^2} \frac{1}{(\tau^2 - r_x^2/c^2)^{1/2}} \cdot \left[ U(x, 0, t - \tau) + \tau \frac{\partial}{\partial t} U(x, 0, t - \tau) \right].$$

Quest'espressione può essere semplificata, ricordando alcune trasformazioni matematiche:

$$f(t) * g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t - \tau) g(\tau) d\tau, \quad \frac{df(t)}{dt} * g(t) = f(t) * \frac{dg(t)}{dt},$$

$$\frac{d}{dt} [g(t)H(t - t_0)] = H(t - t_0) \frac{dg(t)}{dt} + g(t_0)\delta(t - t_0).$$

Si arriva a:

$$U(0, z, t) = \frac{1}{\Pi} \int_{-\infty}^{\infty} dx \frac{z}{c^2} \frac{dU(x, 0, t)}{dt} * H(t - r_x/c) \cdot \left[ \frac{c^2(\tau^2 - r_x^2/c^2)^{1/2}}{tr_x^2} + \frac{1}{t(\tau^2 - r_x^2/c^2)^{1/2}} \right].$$

Gli ultimi due termini all'interno della parentesi quadra danno come somma:

$$\frac{c^2}{r_x^2} \frac{t}{(t^2 - r_x^2/c^2)^{1/2}} \text{ che è uguale alla derivata della tangente di } \psi \text{ rispetto al tempo poiché}$$

$$\tan\psi = (c^2 t^2 - r_x^2)^{1/2} / r_x.$$

Si giunge così infine a:

$$U(0, z, t) = \frac{1}{\Pi} \int_{-\infty}^{\infty} dx \frac{z}{cr_x} \frac{dU(x, 0, t)}{dt} * H(t - r_x/c) \frac{d\tan\psi}{dt}.$$

Possiamo chiamare la convoluzione all'interno dell'integrale come  $Q(t - r_x/c)$ ; inoltre, nella pratica, l'integrazione è effettuata su un intervallo limitato di lunghezza  $x$ , usando dati campionati in determinate posizioni discrete di una superficie non piana e in presenza di velocità variabile:

$$U_{out}(t) = \frac{1}{\Pi} \sum_{i=-M}^M \Delta x_i \frac{z_i}{c_i r_i} \bar{Q}(t - t_i), \text{ in cui le coordinate } x \text{ e } z \text{ sono definite in Fig. 3-30.}$$

$S_0$  è la superficie sulla quale sono posizionati i punti  $x_i$  in cui conosciamo il campo d'onda  $o$ , detto con altre parole, i punti in cui sono posizionati scoppi o ricevitori di un'acquisizione sismica.

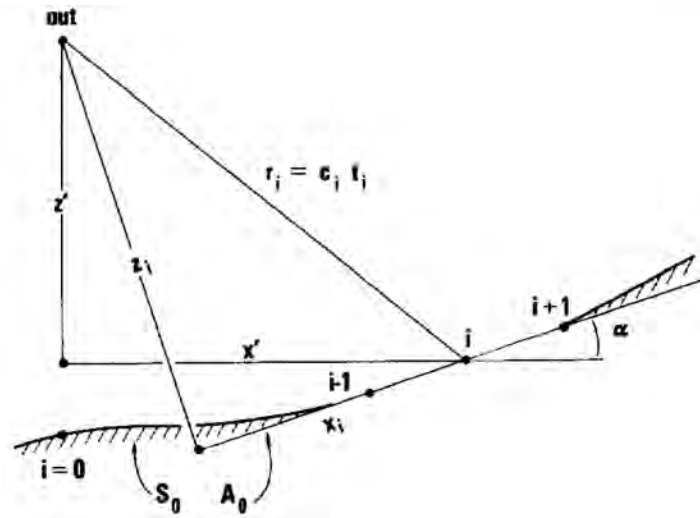


Figura 3-30 Definizione dei parametri geometrici dell'equazione del WED di Berryhill (da Berryhill, 1979).

Il ruolo della velocità  $c$  è quello di stabilire una connessione tra le distanze  $r_i$  e i corrispondenti tempi  $t_i$ . Quando la velocità del mezzo compreso tra i punti in ingresso ed uscita è molto variabile e, quindi, la velocità non può essere rappresentata da una costante  $c_i$ , l'importante è riuscire comunque a calcolare i tempi  $t_i$ . Per far questo è necessario calcolare i tempi di percorrenza delle onde tramite *ray-tracing*. Una volta noti  $t_i$  è possibile risalire alle velocità e in questo modo, nell'equazione del WED, le velocità  $c_i$  interessano direttamente solo le ampiezze e non i tempi di arrivo. Il numero di tracce in ingresso da sommare può essere determinato in base a considerazioni sulla pendenza massima dei riflettori presenti e sulla massima variazione d'elevazione ( $z$ ) desiderata. In pratica, una buona norma è quella di mantenere un'apertura ( $M$ ) maggiore o al più uguale alla massima variazione d'elevazione tra la superficie in ingresso e quella in uscita. Comunque, un valore insufficiente dell'apertura risulta in ampiezze ridotte per riflessioni molto inclinate (*steep*) e non in posizioni errate.

L'equazione ricavata da Berryhill e fin qui descritta, descrive la continuazione verso l'alto di onde che viaggiano verso l'alto e la continuazione verso il basso di onde che viaggiano verso il basso, ovvero, casi in cui le onde incontrano prima la superficie di ingresso che quella di uscita. Se si verifica la situazione opposta bisogna solo immaginare di andare a ritroso e ripristinare una situazione precedente a quella registrata. In pratica l'essenziale è di invertire i segni a  $t$  e  $t_i$ .

Riassumendo, in sintesi, l'equazione del WED ricavata da Berryhill dice che ogni traccia in ingresso  $U_i$  è filtrata, spostata nel tempo (secondo  $t_i$ ), scalata (secondo fattori geometrici) e sommata nella traccia di uscita ( $U_{out}$ ).

### 3.4.4 Applicazione del WED ai dati OBS

Per poter elaborare ed utilizzare le riflessioni registrate dagli OBS è necessario riportare, ricevitori e scoppi, ad uno stesso *datum* di riferimento.

I profili presentano andamenti del fondo mare irregolari e profondità molto variabili. Lungo il profilo 4-1 gli OBS sono posti a profondità comprese tra 2251 e 62 m; lungo il profilo 4-2 tra 2667 e 564 m; lungo il profilo 3-1 tra 3650 e 1738 m; infine lungo il profilo 4-3 gli OBS sono posizionati a profondità comprese tra 4490 e 1026 m dal l.m.m.. Tali valori indicano elevate variazioni di elevazione tra gli OBS e gli scoppi e giustificano l'impiego del WED rispetto alle statiche classiche. La scelta più logica e semplice è quella di continuare verso l'alto il campo d'onda registrato dagli OBS fino alla superficie del mare, ovvero fino alla superficie su cui giacciono gli scoppi. Questa scelta ha prodotto risultati finali (sezioni *stack* e *migrate*) migliori se comparati a quelli ottenuti impiegando le normali statiche.

Sulla base di questi risultati, si è provata anche un'altra soluzione che consiste nel portare ricevitori e scoppi prima su una superficie profonda 5-6 km (a seconda del profilo) e poi sul livello del mare. In questo modo il WED è applicato anche agli scoppi e non solo ai ricevitori e risulta, perciò, più efficace. Infatti, gli OBS sono pochi e distanziati gli uni dagli altri di alcuni chilometri, mentre gli scoppi sono molti e ravvicinati (approssimativamente ogni 120 m). Questo si traduce in un maggior numero di tracce all'interno della sommatoria dell'equazione del WED e quindi in un corretto calcolo delle ampiezze delle riflessioni.

In entrambi i casi in cui è stato applicato il WED, i tempi di percorrenza fra le superfici di ingresso e quelle di uscita, sono stati calcolati mediante *ray-tracing* a partire dai campi di velocità ottenuti invertendo i primi arrivi e mostrati in precedenza.

Il *ray-tracing* è stato calcolato utilizzando il codice "rayt2d" di SU che calcola i tempi di percorrenza attraverso un *ray-tracing* parassiale, compensato dalla risoluzione delle equazioni iconali nelle zone d'ombra. Il *file* di velocità di ingresso deve essere campionato uniformemente nello spazio e preferibilmente adeguatamente smussato. Inoltre, deve essere assegnata una superficie di registrazione sulla quale sono posizionate le sorgenti da cui parte il tracciamento dei raggi. Devono essere scelti anche i parametri di campionamento spaziale della tavola dei tempi di percorrenza di uscita. In questa scelta bisogna tener conto della potenza di calcolo e di memoria del calcolatore sul quale sarà poi effettuato il WED. Infatti, per profili di una certa lunghezza, come quelli che si presentano in questa tesi, non è stato sempre possibile mantenere lo stesso passo di campionamento (di circa 65 m in x e z)



utilizzato per ricavare il campo di velocità. Come esempio in Tab. 3-2 si riportano i parametri principali utilizzati per il profilo 4-1.

Parametro	Descrizione parametro	Valore
fz	Primo campione in profondità nel <i>file</i> di velocità	0 m s.l.m.
nz	Numero di campioni in profondità nel <i>file</i> di velocità	415
dz	Intervallo di campionamento in profondità nel <i>file</i> di velocità	65 m
fx	Primo campione laterale nel <i>file</i> di velocità	0 m
nx	Numero di campioni laterali nel <i>file</i> di velocità	926
dx	Intervallo di campionamento laterale nel <i>file</i> di velocità	65 m
fzo	Primo campione in profondità nel <i>file</i> dei tempi di percorrenza	0 m s.l.m.
nzo	Numero di campioni in profondità nel <i>file</i> dei tempi di percorrenza	415
dzo	Intervallo di campionamento in profondità nel <i>file</i> dei tempi di percorrenza	65
fxo	Primo campione laterale nel <i>file</i> dei tempi di percorrenza	0 m
nzo	Numero di campioni laterali nel <i>file</i> dei tempi di percorrenza	488
dzo	Intervallo di campionamento laterale nel <i>file</i> dei tempi di percorrenza	123
surf	Superficie di registrazione. Espressa in metri da $(x_1, z_1)$ a $(x_2, z_2)$ .	Da (0,0) a (60000,0)
fxs	Coordinata laterale della prima sorgente	0
nxs	Numero di sorgenti	488
dxs	Spaziatura laterale tra le sorgenti	123
aperx	Apertura del <i>ray-tracing</i> in direzione x	30000 m
fa	Primo angolo di partenza dei raggi	-60°
na	Numero dei raggi	121
da	Incremento dell'angolo di partenza dei raggi	1

**Tabella 3-2** Principali parametri assegnati all'interno del codice "rayt2d" per il calcolo dei tempi di percorrenza per il profilo 4-1.

Nel *ray-tracing* si è scelto di utilizzare un'apertura molto ampia pari alla metà della lunghezza dei profili in modo da poterla variare poi durante il WED senza dover nuovamente far rigirare il

programma di calcolo dei tempi di percorrenza.

Per effettuare il WED è stata adottata la procedura proposta da Berryhill (1984) per dati *pre-stack*:

- 1) ordinare i dati in *common shot gathers*;
- 2) effettuare il WED dei ricevitori;
- 3) ordinare i dati in *common receiver gathers*;
- 4) effettuare il WED degli scoppi.

Nel primo caso, quello in cui si sono riportati i ricevitori direttamente sul livello del mare, ovviamente ci si è fermati al secondo punto. Nel secondo caso, invece, dovendo prima portare scoppi e ricevitori in profondità e poi in superficie, l'intera procedura è stata effettuata due volte.

Prima di effettuare le operazioni del WED, i dati OBS sono stati puliti dalle componenti di segnale che non servono nella sismica a riflessione. Perciò sono state azzerate tutte le parti delle tracce con tempi minori a quelli dell'arrivo dell'onda diretta in acqua (che ha velocità di circa 1500 m/s), ovvero tutte le rifrazioni e le riflessioni a grande angolo. Poi è stato applicato un filtro Butterworth passa-banda con frequenze di 3/8-60/80 Hz. Infine, sono state recuperate le ampiezze mediante correzione per la divergenza sferica e bilanciamento delle tracce attraverso sottrazione della radice quadrata della media dei quadrati delle ampiezze (rms, *root mean square*; per un'onda  $f(t)$  definita tra i

tempi  $T_1$  e  $T_2$  si ha  $f_{rms} = \sqrt{\frac{1}{T_2 - T_1} \int_{T_1}^{T_2} [f(t)]^2 dt}$  che per un segnale discreto diventa  $\sum_{n=1}^N \sqrt{\frac{x_n^2}{N}}$  (Fig. 3-31).

Per eseguire il WED dei ricevitori è stato usato il codice "sudatumk2dr", mentre per gli scoppi il "sudatumk2ds". Entrambi richiedono di specificare i parametri utilizzati per la costruzione della tabella dei tempi di percorrenza visti in precedenza e le superfici di ingresso ed uscita (vecchio e nuovo *datum*). Oltre a questo, bisogna fornire il numero dei ricevitori e degli scoppi sui quali agisce il WED e la loro spaziatura.

Il WED necessita di geometrie regolari, ovvero di scoppi e ricevitori regolarmente spazati. Nei profili analizzati, questa condizione, è verificata per gli scoppi ma non per i ricevitori. Per risolvere questo problema è possibile aggiungere delle tracce nulle ad intervalli regolari tra un ricevitore ed un altro. In ogni caso il WED dei ricevitori risulta meno efficace di quello degli scoppi perché le reali tracce dei ricevitori in ingresso che concorrono alla traccia in uscita sono poche. A questo proposito un

parametro molto importante è proprio quello dell'apertura che determina il numero delle tracce che entrano nella sommatoria. Per determinare l'apertura ideale sono state eseguite diverse prove e sulla base dei risultati finali si è scelto di utilizzare aperture comprese tra 6 e 15 km comunque maggiori della massima variazione di elevazione (5-6 km). Per aperture superiori, infatti, si sono osservati effetti di sovra migrazione.

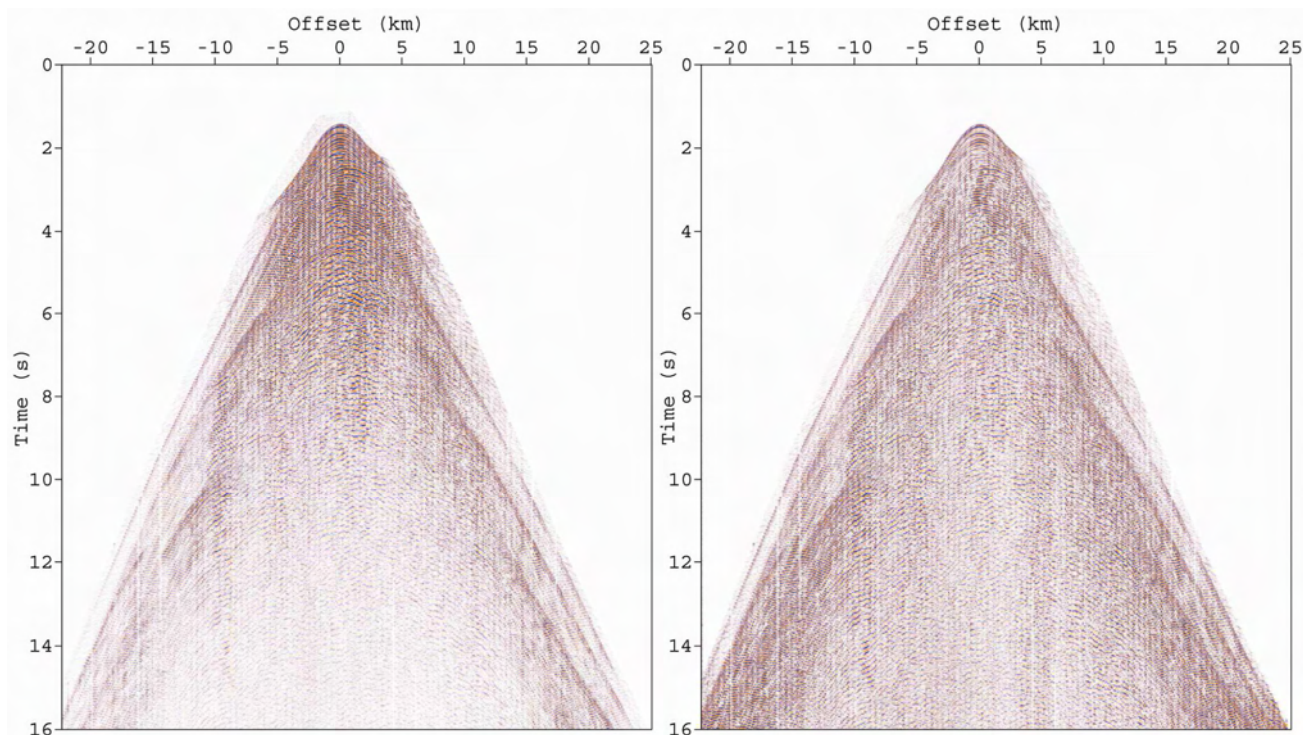


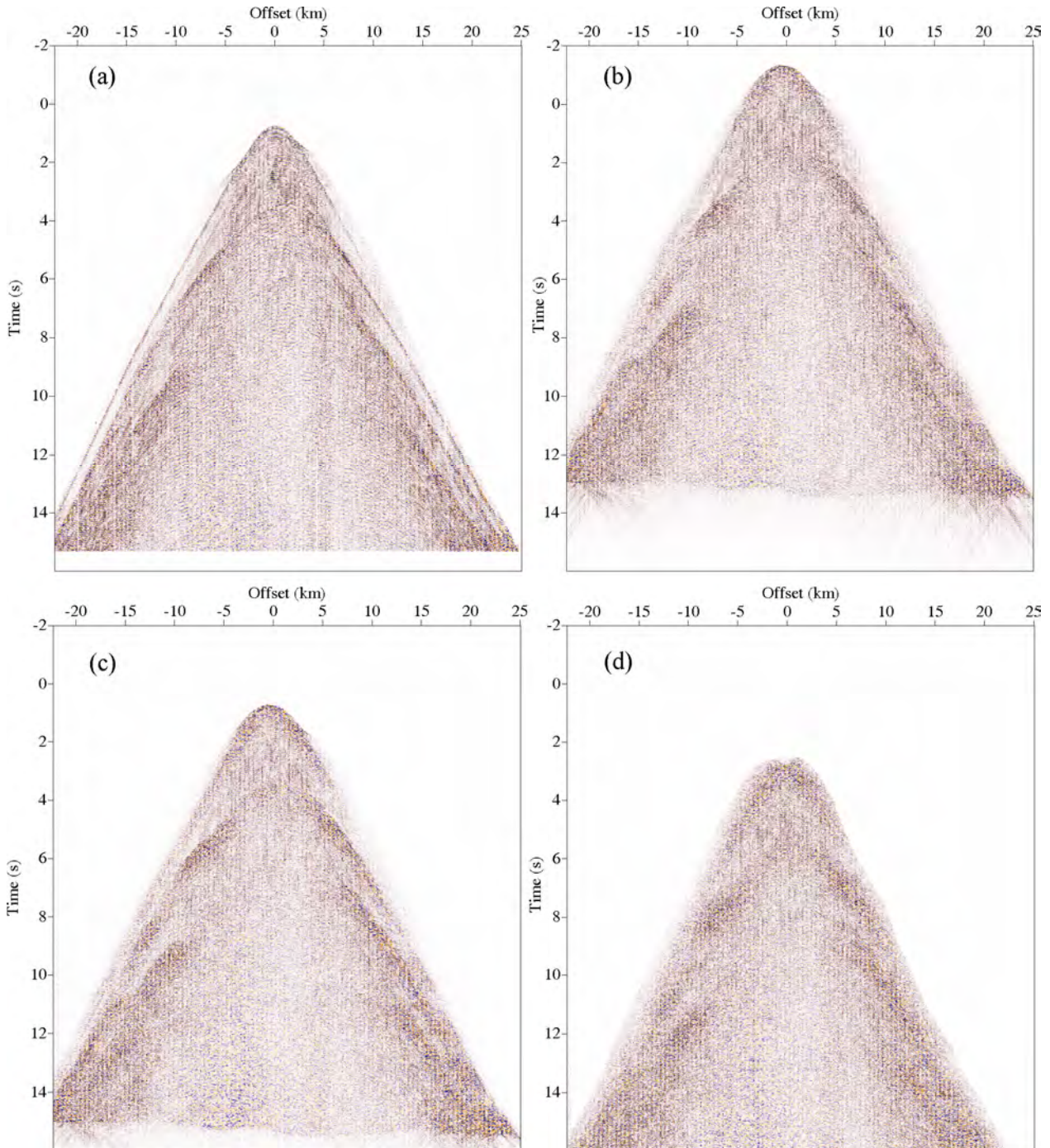
Figura 3-31 Confronto fra OBS *gather* prima (a sinistra) e dopo (a destra) aver recuperato e bilanciato le ampiezze.

Il WED è stato applicato ai profili 4-1, 4-2, 3-1 e 4-3. Il profilo 4-3, che ha una lunghezza elevata e presenta differenze significative all'interno del campo di velocità, è stato diviso in due parti che sono state processate separatamente.

La superficie sulla quale sono stati inizialmente portati ricevitori e scoppi è stata posta a 5 km di profondità dal l.m.m. con eccezione della prima parte del profilo 4-3 in cui è stata portata a 6 km dal l.m.m. a causa dell'elevata profondità marina. In ogni caso tale superficie si trova all'interno del campo di velocità ottenuto con l'inversione dei primi arrivi. Sul profilo 3-1, invece, il WED è stato applicato semplicemente continuando il campo d'onda verso l'alto e riportando i ricevitori sullo stesso *datum* degli scoppi.

In Fig. 3-32 sono mostrati i vari passaggi dell'applicazione del WED ad un OBS *gather* del

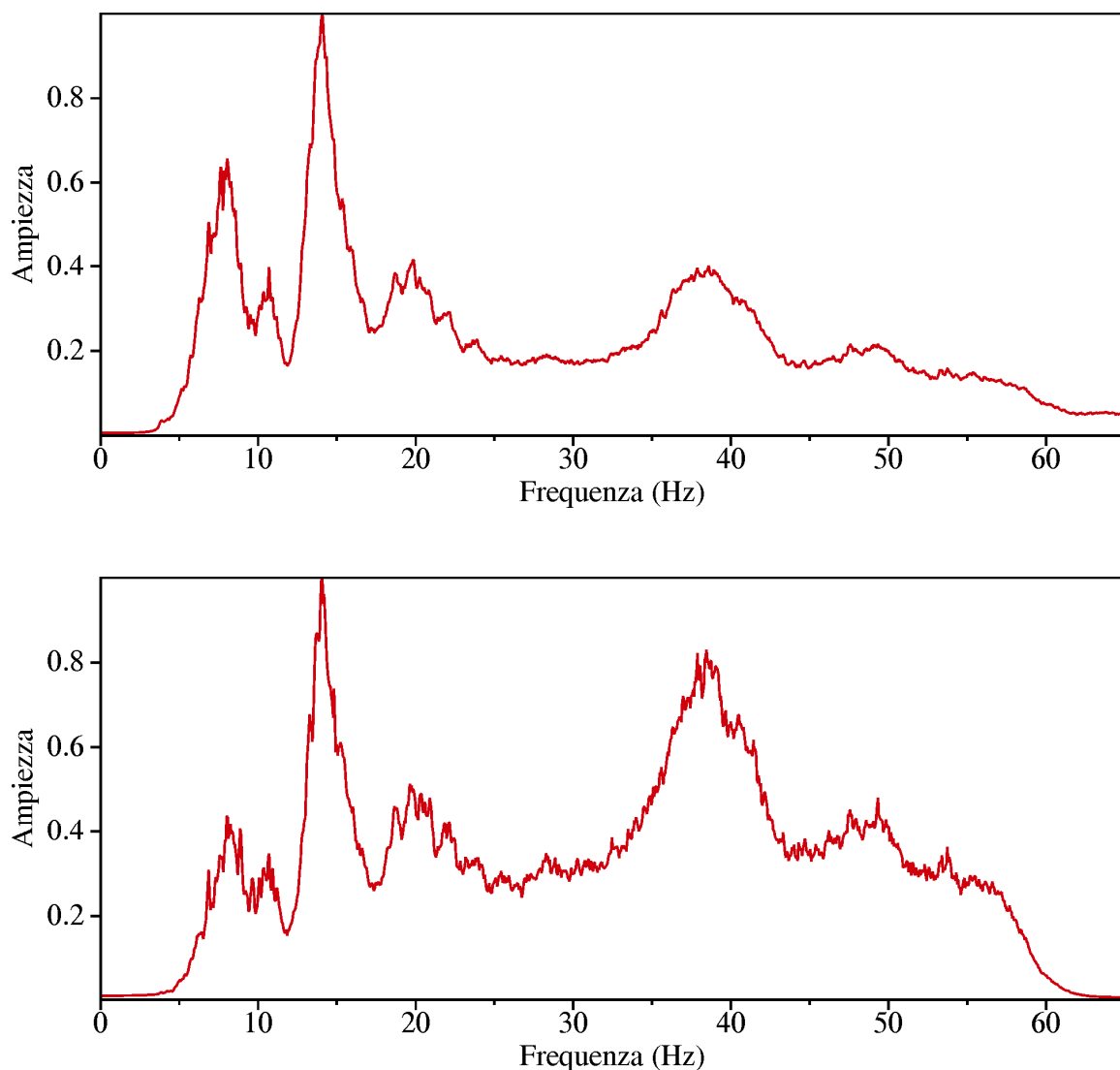
profilo 4-2. Per non perdere parte del dato sono stati aggiunti due secondi (tempi negativi) all'inizio della registrazione.



**Figura 3-32** WED applicato all'OBS *gather* di Fig. 3-31. (a) Il ricevitore (OBS) è stato portato in profondità (5 km dal l.m.m.). (b) Gli scoppi sono stati portati in profondità (5 km dal l.m.m.). (c) Il ricevitore è stato riportato in superficie. (d) Gli scoppi sono stati riportati in superficie.

In Fig. 3-32 (a) si vede l'OBS *gather* dopo che il ricevitore (OBS) è stato portato in profondità (5 km sotto l.m.m.). In Fig. 3-32 (b) abbiamo l'OBS *gather* dopo che anche gli scoppi sono stati portati in profondità. In Fig. 3-32 (c) il ricevitore è stato riportato sul livello del mare ed infine in Fig. 3-32 (d) anche gli scoppi sono stati riportati in superficie.

Lo spettro delle frequenze dopo il WED, mostra ampiezze più uniformi su tutta la banda di frequenze rispetto al dato iniziale (Fig. 3-33). In questo modo le frequenze più alte sono più visibili e la risoluzione è maggiore.



**Figura 3-33** In alto, spettro delle frequenze medio (normalizzato sulla massima ampiezza) per l'OBS *gather* prima del WED. In basso, spettro delle frequenze medio (normalizzato sulla massima ampiezza) per l'OBS *gather* dopo il WED.



### 3.5 SEQUENZA DI ELABORAZIONE

In Tab. 3-3 è mostrata la scaletta generale con i vari passaggi attraverso i quali si è giunti alle sezioni finali, partendo dai dati grezzi, registrati dai singoli OBS. La costruzione dei modelli di velocità (analisi di velocità) e il WED sono stati discussi nei paragrafi precedenti.

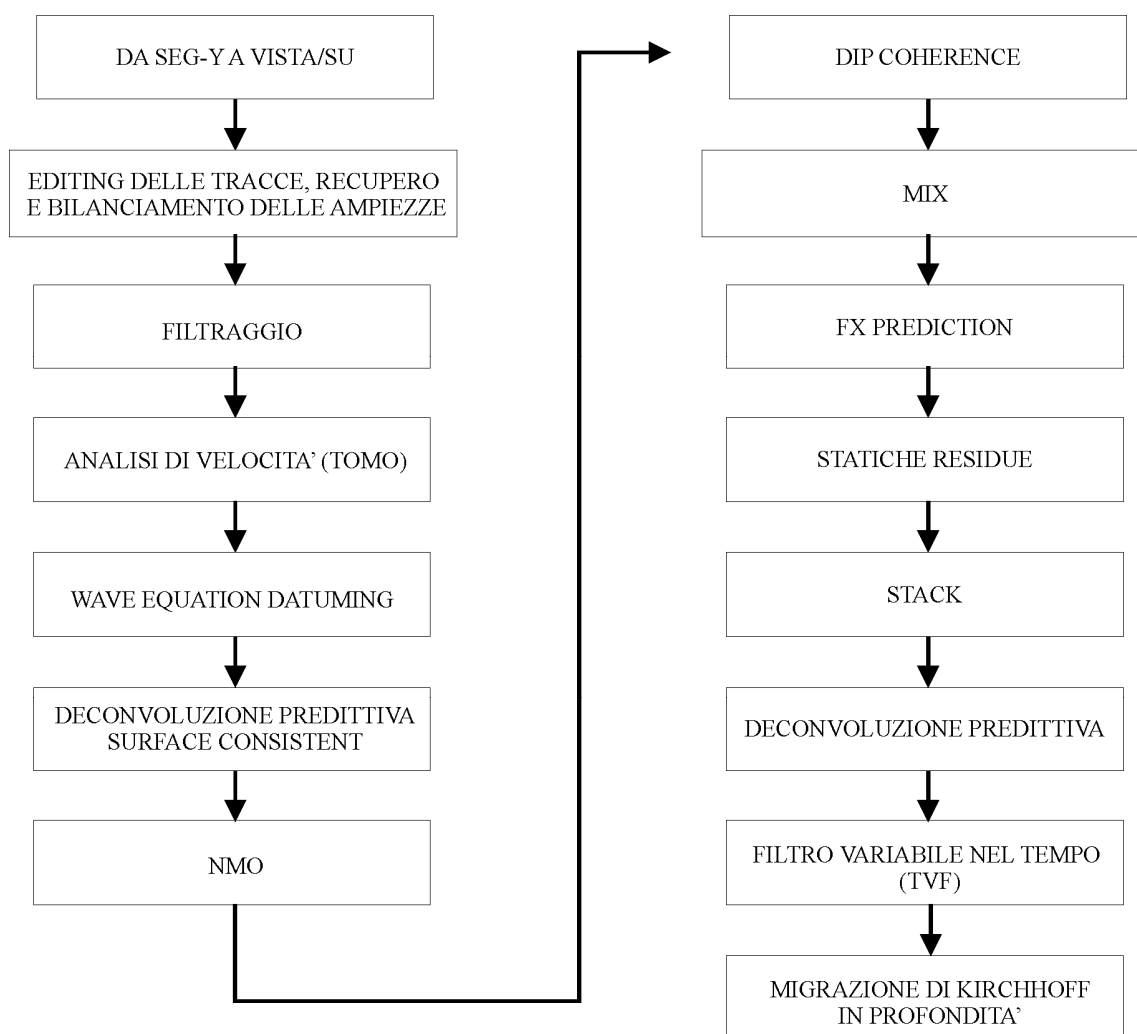


Tabella 3-3 Sequenza di elaborazione per i dati OBS.

#### Formattazione dei dati e geometrizzazione dei profili

La sequenza tipica, con piccole differenze per i diversi profili, inizia con la conversione dei dati SEG-Y ai formati di VISTA (GEDCO) e SU (*Seismic Unix–Colorado School of Mines*). Inoltre, sono

state analizzate le geometrie di acquisizione e assegnate le coordinate ai ricevitori e agli scoppi, trasferendole negli *headers* delle registrazioni. In questo modo, tutti gli OBS e le tracce che corrispondono agli scoppi, sono referenziati rispetto ad un sistema di coordinate spaziali e possono così essere facilmente identificati durante le successive fasi di elaborazione.

### **Editing delle tracce, recupero e bilanciamento delle ampiezze**

Le tracce o le parti di traccia rumorose e gli *spikes* sono stati rimossi (*editing*). Inoltre è stato effettuato il *muting* per gli arrivi delle rifrazioni e per *offsets* lunghi.

Durante il tragitto nel sottosuolo, l'onda sismica subisce una progressiva perdita d'energia per l'attenuazione legata alla divergenza sferica e agli assorbimenti delle alte frequenze. Il recupero delle ampiezze ed il bilanciamento sono stati ottenuti tramite correzione per la divergenza sferica e sottrazione dell'ampiezza *rms* dalle tracce.

### **Filtraggio**

Il filtraggio in frequenza è un'operazione efficace per incrementare il rapporto segnale/rumore. Dopo aver testato numerosi tipi di filtro, con varie bande di frequenza, si è scelto di usare un filtro passa-banda trapezoidale Butterworth (3/8 – 60/80 Hz).

### **Deconvoluzione**

La deconvoluzione è uno dei processi più potenti per migliorare il segnale, poiché in grado di collassare i segnali presenti sulla traccia sismica sulla forma dell'ondina della sorgente, contrastando quindi l'effetto di modificazione di carattere dovuta alla sua propagazione nel terreno. Essa si basa sulle proprietà statistiche del segnale e del rumore e permette di comprimere l'ondina, migliorando la risoluzione verticale ed eliminando nel contempo le riverberazioni. Infatti, la forma d'onda immessa nel sottosuolo è alterata a causa del filtraggio selettivo operato dal mezzo in cui si propaga. L'effetto complessivo risulta in un generalizzato impoverimento di frequenze, che va a scapito della risoluzione. Inoltre, nei dati OBS sono presenti spesso riverberazioni di corto periodo (*ghost, peg-leg*) che derivano dalla riflessione dell'energia ad opera della superficie del mare poiché i cannoni sono situati ad alcuni metri (circa 9 m) dal pelo libero dell'acqua.

Dopo il WED che ha riportato ricevitori e scoppi sullo stesso *datum* (livello del mare), è stata applicata una deconvoluzione *surface consistent* con lunghezza dell'operatore di 450 ms, lag di 8 ms e *pre-whitening* del 3%. Prima della deconvoluzione è stato applicato un AGC su una finestra lunga 3 s e

poi rimosso dopo la deconvoluzione. L'autocorrelazione del segnale ha permesso di valutare la posizione del primo zero (*first zero crossing*) e quindi del lag. Analizzando la funzione di autocorrelazione prima e dopo la deconvoluzione (Fig. 3-34) si può osservare come la deconvoluzione abbia efficacemente attenuato le ripetizioni nel segnale. Dopo la deconvoluzione è stato nuovamente riapplicato il filtro passa-banda Butterworth usato in precedenza (3/8 – 60/80 Hz).

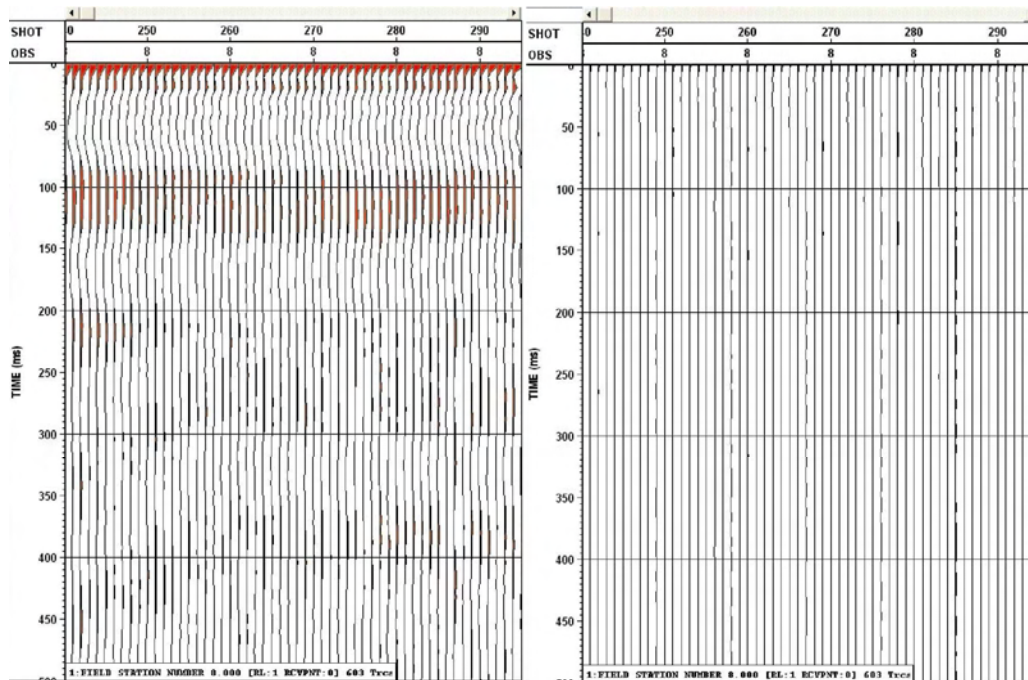


Figura 3-34 Autocorrelazione prima (a sinistra) e dopo (a destra) aver applicato la deconvoluzione.

### Correzione di NMO

La correzione di NMO serve per allineare gli eventi riflessi presenti nei CMP (*Common mid point*) prima dello *stack* ed è stata applicata agli OBS *gather*, riordinati secondo CMP, utilizzando la funzione di velocità rms descritta precedentemente.

### Mix

Sono state sommate cinque tracce consecutive di ogni OBS *gather* dando ad esse un peso variabile in funzione dell'*offset*. Le ampiezze pesate, sono sommate e assegnate alla traccia centrale del *mix*. I pesi assegnati sono nel rapporto 1-3-9-3-1, ovvero circa il 50 % della traccia centrale, il 17 % per la seconda e la quarta traccia e il 6 % per la prima e la quinta.

### **Dip coherence**

Per aumentare la continuità laterale del segnale è stato applicato un filtro di coerenza, *dip coherence* (0-1, numero di tracce 5).

### **FX prediction**

Il rumore casuale non è correlato da traccia a traccia ed è indipendente dalla frequenza (Yilmaz, 2001). Perciò, filtri predittivi nello spazio, possono essere adeguatamente disegnati e applicati nel dominio frequenze-spazio. I parametri che sono stati usati sono i seguenti: finestra temporale (10-13 s), lunghezza del filtro (5 tracce), finestra di disegno (80 tracce), frequenza di taglio (25 Hz) e potenza (1,5). Per il profilo 4-3 è stata cambiata la finestra temporale, 9-13 s nella prima parte del profilo (parte a) e 12-16 s nella seconda parte (parte b).

### **Correzioni statiche residue**

Sono applicate per correggere problemi di statiche ancora presenti nei dati e che sono da attribuire principalmente ad effetti superficiali oppure a variazione delle velocità di correzione del NMO, che, se non perfettamente compensate, possono produrre sezioni *stack* di scarsa qualità.

Nel nostro caso le correzioni sono state ottenute utilizzando la tecnica denominata *Stack Power Optimization*. Si tratta di una procedura iterativa tramite cui ciascuna traccia all'interno di un CMP, precedentemente corretto per il NMO, è cross-correlata con una traccia pilota (tipicamente una traccia che entra nello *stack* del medesimo CMP). La statica residua è data dallo sfalsamento che produce il miglior allineamento tra le tracce del *gather* all'interno di una finestra temporale centrata su un orizzonte di riferimento. Il procedimento è iterativo e si possono condurre diversi cicli di analisi fino al raggiungimento del risultato più soddisfacente. L'entità della correzione statica residua è inoltre controllata contenendo lo sfalsamento ammissibile entro un limite predefinito. Conoscendo la banda spettrale dei segnali primari è infatti possibile valutare uno *shift* massimo che non superi la metà del periodo della riflessione propria dell'orizzonte di riferimento; valori superiori potrebbero degradare la qualità della traccia *stack* a scapito della risoluzione.

La finestra temporale sulla quale sono state applicate è 8-9,5 s per tutti i profili eccetto il 4-3 dove a causa del fondale marino molto profondo è stata portata entro l'intervallo 12-15 s.

### **Stack**

Le tracce aventi uguale *common mid point* (CMP) sono state sommate assieme generando una

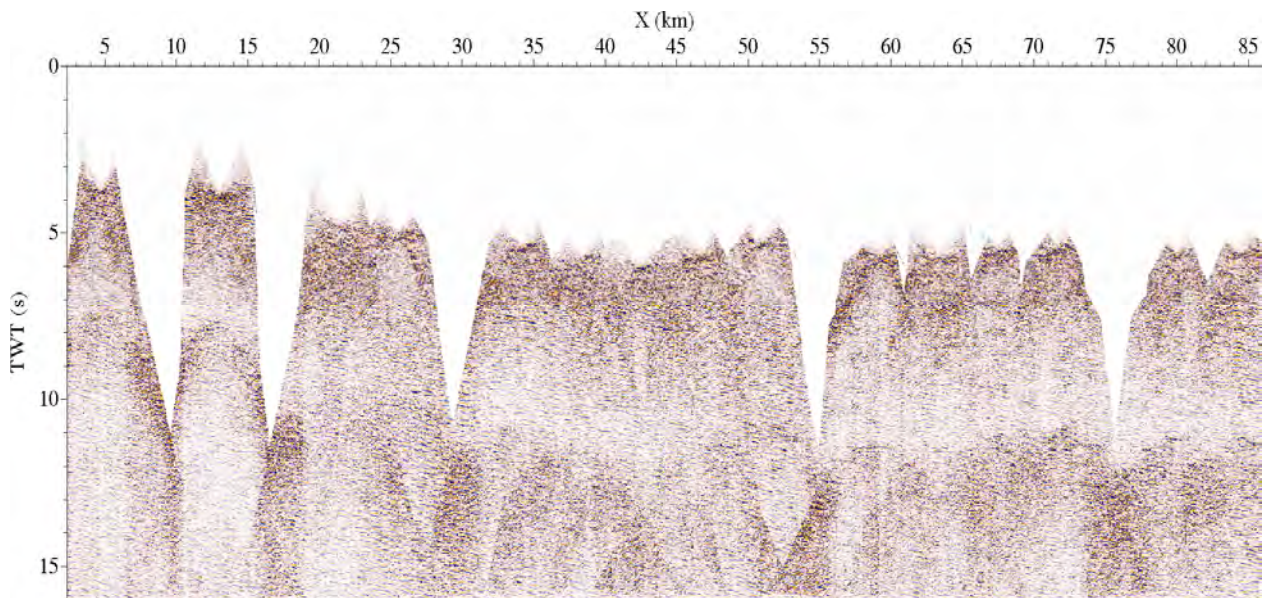
sola traccia per ogni CMP e giungendo così alle sezioni *stack* dei profili. Prima di sommare le tracce si è cercato di eliminare l'onda d'acqua diretta con un *muting*, prestando attenzione a non rimuovere la parte di dato utile. E' stata quindi applicata, una deconvoluzione predittiva *post-stack* con operatore lungo 500 ms, lag di 8 ms e *pre-whitening* del 3%.

### **Filtro variabile nel tempo - TVF**

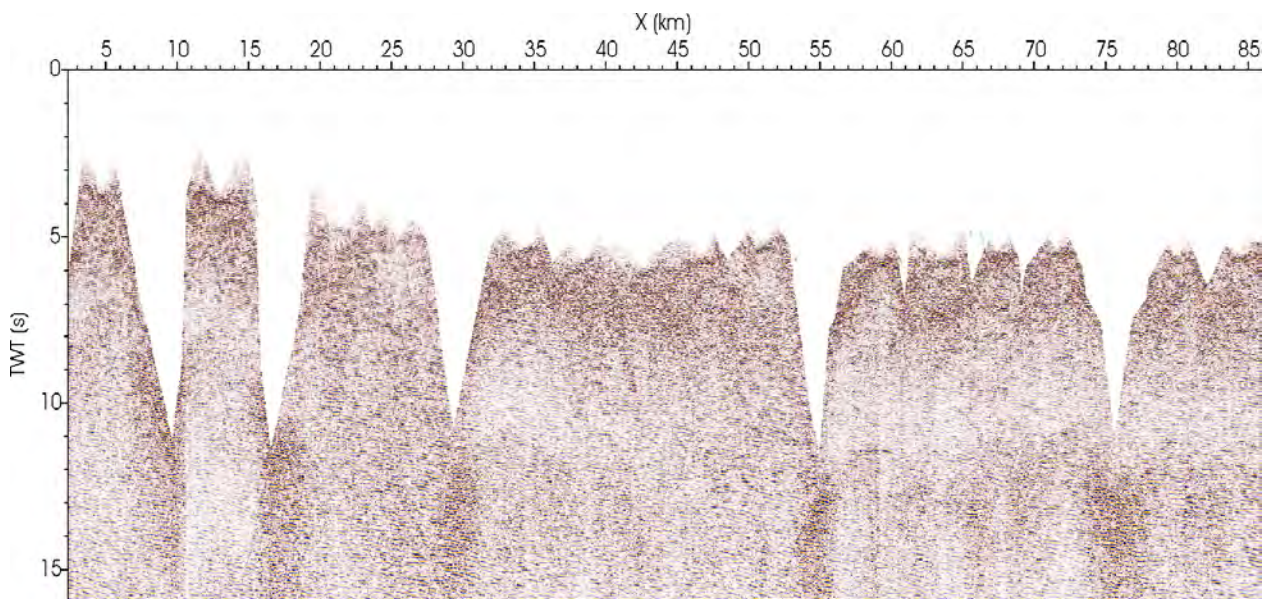
Per limitare la banda alle frequenze dominanti nei segnali coerenti e rimuovere il rumore, è stato applicato un filtro variabile nel tempo, valutato attraverso diverse prove, che ha lo scopo di simulare l'effetto filtrante del sottosuolo, separando i segnali significativi. Alle sezioni *stack* finali dei profili sono stati applicati filtri TVF (Time Variant Filter) con diversi valori e finestre temporali in conseguenza delle diverse caratteristiche del mezzo geologico:

<b>Profilo</b>	<b>Finestre (s)</b>	<b>Taglia basso (Hz)</b>	<b>Taglia alto (Hz)</b>
<b>4-1</b>	<b>0-6</b>	<b>5-15</b>	<b>40-50</b>
<b>4-2</b>	<b>6-10</b>	<b>4-8</b>	<b>16-25</b>
	<b>7-16</b>	<b>4-8</b>	<b>12-18</b>
<b>4-3 parte a</b>	<b>0-10</b>	<b>5-12</b>	<b>30-35</b>
	<b>5-15</b>	<b>3-8</b>	<b>15-18</b>
	<b>10-16</b>	<b>3-8</b>	<b>15-18</b>
<b>4-3 parte b</b>	<b>0-6</b>	<b>5-15</b>	<b>40-50</b>
	<b>3-9</b>	<b>5-10</b>	<b>18-25</b>
	<b>6,5-16</b>	<b>3-8</b>	<b>15-20</b>





**Figura 3-35** Sezione *stack* del profilo 4-3 (parte a) senza applicazione del filtro TVF.



**Figura 3-36** Sezione *stack* del profilo 4-3 (parte a) dopo l'applicazione del filtro TVF.

Inoltre, il filtro TVF ha permesso anche di attenuare l'onda d'acqua diretta, non perfettamente rimossa nell'operazione di *muting pre-stack* e la multipla generata dal fondo marino che, in presenza di fondali profondi (come nella prima parte del profilo 4-3, Fig.3-35), può disturbare l'individuazione degli eventi riflessi a grande profondità (Fig. 3-36).

### 3.6 MIGRAZIONE

La migrazione è un processo che riporta i riflettori inclinati nella loro reale posizione all'interno del sottosuolo e fa collassare l'energia associata alle diffrazioni, permettendo una migliore risoluzione spaziale e producendo un'immagine sismica corretta del sottosuolo stesso (Yilmaz, 2001). Il massimo risultato sarebbe quello di ottenere una sezione migrata nello spazio che rappresenti la sezione geologica in profondità. Spesso, però, a causa della poca accuratezza che si può ottenere nella determinazione delle velocità del sottosuolo, si preferisce rimanere nel dominio del tempo (*time migration*). Inoltre, avere entrambe le sezioni, non migrata e migrata, espresse in tempo, è più pratico anche dal punto di vista dell'interpretazione. Quando invece ci si trova in presenza di forti gradienti laterali di velocità, la migrazione in tempi non produce più la reale posizione nel sottosuolo degli eventi e bisogna ricorrere alla migrazione in profondità (*depth migration*).

Spesso nel descrivere la migrazione ci si riferisce, per semplicità, al caso in cui sia applicata ad una geometria a *zero-offset* (Fig. 3-37 (a)), ovvero al caso in cui la posizione dei ricevitori coincida con quella degli scoppi (per una sezione *stack*, tale posizione è rappresentata dai CMP). In questa situazione l'energia registrata segue traiettorie perpendicolari alle interfacce di riflessione. Per semplificare il modello, bisogna pensare ad una geometria alternativa in grado di produrre risultati equivalenti che prende il nome di "*exploding reflector model*" (Fig. 3-37 (b)). Si immagina che lungo le interfacce di riflessione siano posizionate delle sorgenti che ad un certo istante esplodano contemporaneamente, generando onde che si propagano verso l'alto. Queste onde sono registrate dai ricevitori collocati in superficie ad ogni posizione dei CMP. La sezione sismica prodotta dal modello dei riflettori esplodenti è equivalente alla sezione a *zero-offset* con un'importante distinzione. Nella sezione a *zero-offset* i tempi registrati sono a due vie (dalla sorgente al punto di riflessione e poi al ricevitore) mentre nel modello del riflettore esplodente sono ad una via sola (dal punto di riflessione in cui è localizzata la sorgente al ricevitore). Quindi, per rendere le sezioni equivalenti, possiamo immaginare che, per il modello dei riflettori esplodenti, la velocità di propagazione sia la metà di quella reale.

L'equivalenza tra le due sezioni può, tuttavia, essere violata in presenza di riflettori fortemente inclinati e di multiple molto forti.

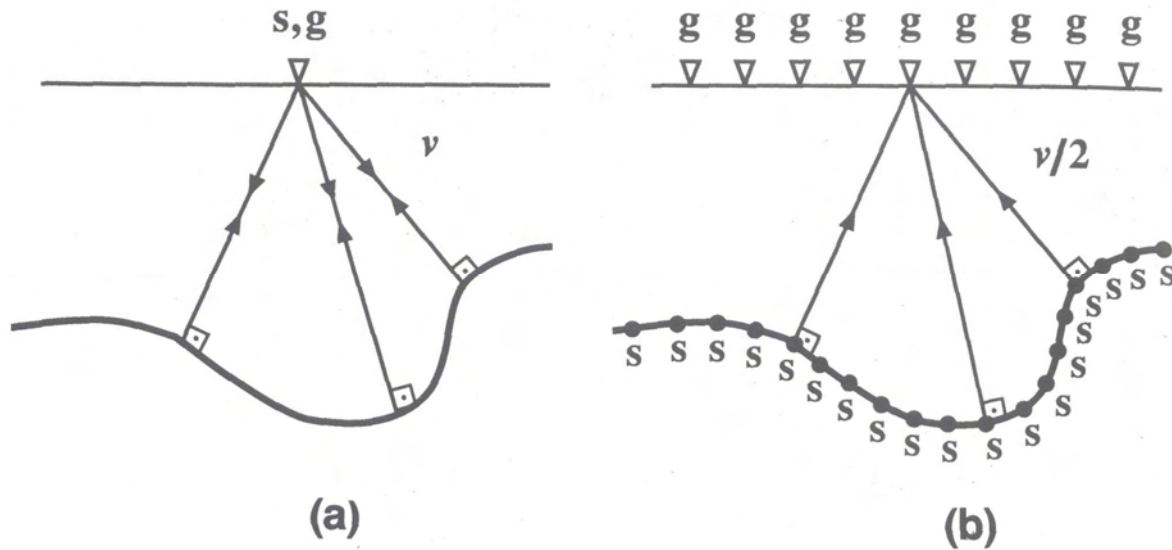


Figura 3-37 (a) Geometria di registrazione zero-offset. (b) Modello dei riflettori esplodenti equivalente (da Claerbout, 1985).

### 3.6.1 Principi di migrazione

Si consideri un riflettore CD nel piano  $(x, z)$  avente un'inclinazione  $\theta$  come quello di Fig. 3-38 e supponiamo di voler ottenere una sezione a zero-offset lungo il profilo Ox nel piano  $(x, t)$ . Muovendo la coppia sorgente-ricevitore  $(s, g)$  lungo Ox, il primo raggio che emerge perpendicolarmente al riflettore pendente (C) è registrato in A. Affinché tempo e profondità diventino intercambiabili assumiamo, per semplicità, che la velocità del mezzo abbia valore unitario. La riflessione che arriva al punto A è indicata dal punto C' sulla sezione zero-offset di Fig. 3-38 (a). L'ultimo arrivo è registrato nella posizione B ed è indicato con D'. Se confrontiamo la sezione geologica in profondità (Fig. 3-38 (a)) con la sezione sismica in tempo (Fig. 3-38 (b)) notiamo che la reale posizione geologica del riflettore CD (in Fig. 3-38 (b) sovrainpressa nella sezione tempi per confronto) non coincide con la posizione dell'evento riflesso C'D'. Da qui, la necessità di migrare l'orizzonte riflesso C'D' nella sua reale posizione in profondità CD. Dalla descrizione geometrica della migrazione finora vista si possono trarre le seguenti osservazioni:

1. Nella sezione geologica l'inclinazione dei riflettori è maggiore che non nella sezione in tempi. La migrazione ricostruisce la pendenza reale di un riflettore.
2. La lunghezza del riflettore è minore nella sezione geologica che non in quella in tempi. Dunque la migrazione ripristina la lunghezza effettiva di un riflettore.
3. La migrazione ricolloca i riflettori nella loro posizione reale.

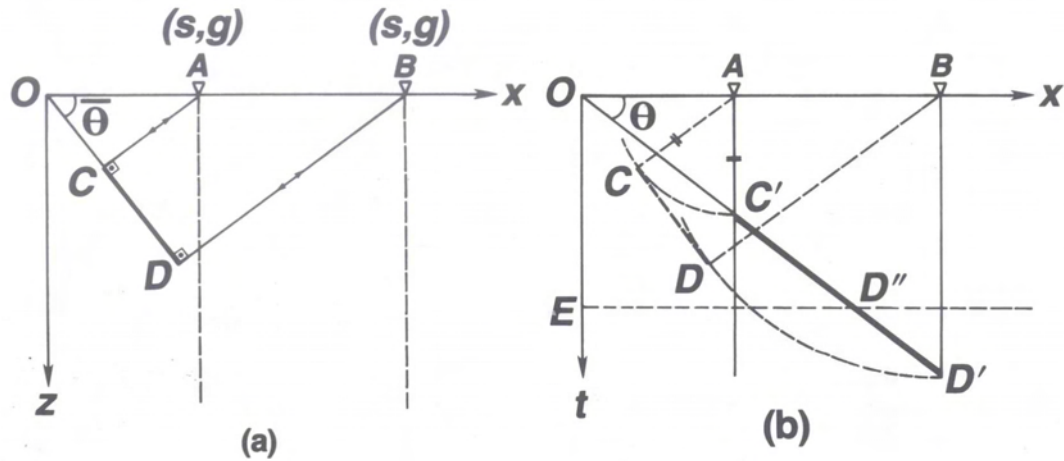


Figura 3-38 Principi della migrazione: il riflettore  $C'D'$  nella sezione tempi (b), quando migrato, risulta trovarsi a profondità minori, avere un'inclinazione maggiore ed una lunghezza minore (a) (da Yilmaz, 2001).

L'entità degli spostamenti orizzontali ( $d_x$ ) e verticali ( $d_t$ ) e la pendenza ( $\Delta\tau/\Delta x$ , con  $\tau$  asse dei tempi della sezione migrata per distinguerlo dall'asse dei tempi  $t$  della sezione non migrata), misurati su una sezione migrata in tempo, possono essere espressi in termini di velocità media ( $v$ ), tempo percorso ( $t$ ) e pendenza apparente ( $\Delta t/\Delta x$ ) misurati sulla sezione non migrata:

$$d_x = \frac{v^2 t \Delta t}{4 \Delta x},$$

$$d_t = t \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{v \Delta t}{2 \Delta x} \right)^2} \right],$$

$$\frac{\Delta \tau}{\Delta x} = \frac{\Delta t}{\Delta x} \frac{1}{\sqrt{1 - \left( \frac{v \Delta t}{2 \Delta x} \right)^2}}.$$

### 3.6.2 Algoritmi di migrazione

L'equazione scalare d'onda è la base dei più comuni algoritmi di migrazione. Questi algoritmi non modellano esplicitamente le multiple, le onde convertite, le onde di superficie e il rumore che sono invece trattati come riflessioni primarie. Gli algoritmi di migrazione possono essere classificati sotto tre categorie principali:

- quelli che si basano sulla soluzione integrale dell'equazione scalare d'onda;
- quelli che si basano sulla soluzione alle differenze finite;
- quelli che si basano su implementazioni di frequenza-numero d'onda.

Alla prima categoria appartiene la migrazione di Kirckhoff introdotta nel 1978 da Schneider, che si basa sulla somma delle ampiezze lungo traiettorie iperboliche (iperboli di diffrazione).

Alla seconda categoria appartiene la tecnica di migrazione che si basa sul principio dell'*imaging* (Claerbout and Doherty, 1972). In pratica, l'idea è che una sezione *stack* può essere modellata come un campo d'onda generato dai riflettori esplodenti e che si propaga verso l'alto. Allora al tempo  $t=0$ , poiché non c'è stata alcuna propagazione, la forma d'onda generata da un riflettore esplodente deve essere uguale alla forma del riflettore stesso (*imaging*). Perciò, per definire la geometria di un riflettore da un campo d'onda registrato sulla superficie, dobbiamo andare a ritroso nel tempo, estrapolando il campo d'onda in profondità (continuazione verso il basso). La forma del riflettore ad ogni particolare estrapolazione in profondità corrisponde alla forma d'onda al tempo zero. La continuazione verso il basso può essere implementata (come accennato quando si è parlato del WED) usando soluzioni alle differenze finite dell'equazione scalare d'onda e le migrazioni basate su questo schema prendono il nome di migrazioni alle differenze finite

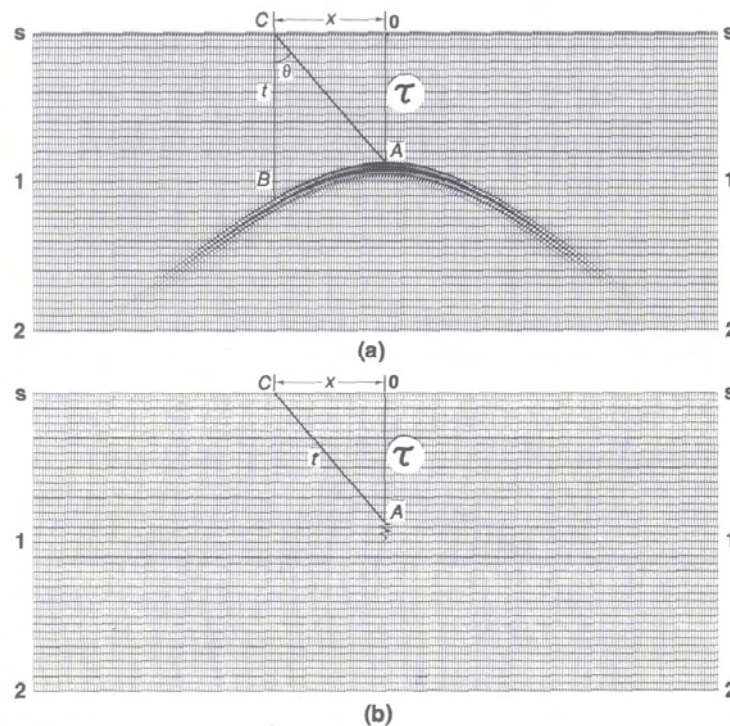
Infine, alla terza categoria, appartengono la migrazione tramite trasformata di Fourier introdotta da Stolt (1978) e il metodo del *phase-shift* di Gazdag (1978). Il metodo di Stolt prevede una trasformazione di coordinate dell'asse verticale, dalla frequenza (la variabile trasformata, associata all'asse del tempo della sezione d'ingresso) al numero d'onda (la variabile trasformata, associata all'asse della profondità della sezione di uscita), mentre il numero d'onda orizzontale rimane invariato. Il metodo di Gazdag è basato sull'equivalenza tra la continuazione verso il basso e uno spostamento di fase nel dominio frequenza-numero d'onda.

In questa tesi è stata applicata la migrazione di Kirckhoff alle sezioni *stack* dei dati OBS e quindi sarà approfondita solo questa migrazione.



### 3.6.3 Migrazione di Kirchhoff

Per meglio comprendere questa tecnica, si può riprendere la descrizione della migrazione, dal punto di vista fisico, data da Claerbout (1985). Egli utilizza la similitudine, tra una scogliera posta ad una certa distanza dalla linea di costa ed un riflettore posto ad una certa profondità dalla superficie di registrazione. Supponiamo che vi sia un fronte d'onda piano e parallelo alla scogliera e che quest'ultima presenti un'apertura. Un osservatore posto sulla spiaggia non vedrà più un'onda piana, poiché l'apertura agisce come una sorgente secondaria generando fronti d'onda semicircolari che si propagano verso la spiaggia. L'apertura nella scogliera agisce come una sorgente secondaria di Huygens. La risposta nel piano  $(x, t)$  è un'iperbole di diffrazione, mentre nel piano  $(x, z)$  è un semicerchio. In conclusione i riflettori, possono, dunque, essere visualizzati come un insieme di punti che si comportano secondo il principio di Huygens ed una sezione a zero-*offset* consiste nella sovrapposizione di molte risposte iperboliche.



**Figura 3-39** Principio della migrazione basato sulla somma delle diffrazioni. (a) Sezione zero-*offset*. (b) Migrazione. L'ampiezza nel punto B della traccia in ingresso è sommata assieme alle altre lungo l'iperbole e riportata in corrispondenza del punto A (da Yilmaz, 2001).

Il metodo di migrazione di Kirchhoff si basa sulla somma delle ampiezze lungo traiettorie iperboliche (iperboli di diffrazione). In pratica si cercano, nel piano  $(x, t)$ , le ampiezze collegate ad un punto diffrattore, collocato in una certa posizione  $(x, z)$ , per farle collassare nel punto stesso.

Perciò, si sommano tali ampiezze lungo la traiettoria iperbolica la cui curvatura è funzione della velocità. Supponendo un modello di velocità stratificato orizzontalmente, la funzione di velocità usata coincide con la velocità rms ( $v_{rms}$ ) all'apice dell'iperbole (Fig. 3-39):

$$t^2 = \tau^2 + \frac{4x^2}{v_{rms}^2}$$

Un punto sorgente secondaria di Huygens, non irradia energia conservando le ampiezze a tutti gli angoli, per questo devono essere considerati tre fattori di correzione:

1. Il fattore di obliquità descrive la dipendenza delle ampiezze dall'angolo ed è dato dal coseno dell'angolo tra la direzione di propagazione e l'asse verticale z.
2. Il fattore di divergenza sferica che è proporzionale a  $\sqrt{1/vr}$  per onde bidimensionali.
3. Il fattore di forma dell'onda che tiene conto della fase e della frequenza dell'onda che si genera in corrispondenza del punto di apertura. Esso è progettato in modo tale da operare uno spostamento di fase di  $45^\circ$  e da avere uno spettro di ampiezza proporzionale alla radice quadrata della frequenza.

L'integrale di Kirchhoff traduce in termini matematici quanto descritto fin qui. Si può perciò riprendere la formula vista durante la trattazione del WED (paragrafo 3.4.3) ed adattarla ora alla migrazione. A partire dal campo d'onda registrato in superficie, lungo una sezione a zero-*offset*,  $U_{in}(x_{in}, z=0, t)$ , si ricava il campo d'onda in un punto  $(x, z)$  risolvendo l'integrale:

$$U_{out}(x, y, z, t) = \frac{1}{2\Pi} \int \left\{ \frac{\cos \theta}{r^2} U_{in}(x_{in}, z=0, \tau) + \frac{\cos \theta}{vr} \frac{\partial}{\partial t} U_{in}(x_{in}, z=0, \tau) \right\} dx$$

Anche in questo caso  $\tau = t-r/v$  è il tempo ritardato,  $v$  è la velocità rms nel punto  $(x, z)$  e  $r$  è la distanza tra il punto in superficie ed il punto esplodente. La componente *far-field* include il fattore di obliquità ( $\cos\theta$ ), il fattore di divergenza sferica e l'ultimo fattore di correzione rappresentato dalla derivata rispetto al tempo del campo d'onda in superficie. Siccome è la componente *far-field* (proporzionale a  $1/r$ ) che porta il contributo principale all'integrale, solitamente si trascura la componente *near-field* (proporzionale a  $1/r^2$ ). In conclusione, l'integrale può essere usato per calcolare il campo d'onda a qualsiasi profondità  $z$  e la sezione migrata completa si ottiene ponendo  $t=0$  per ogni  $z$ .

Il parametro più importante che influisce sulla migrazione di Kirchhoff è l'apertura, ovvero il limite spaziale su cui si esegue la somma delle ampiezze lungo le iperboli di diffrazioni.

L'apertura può essere quantificata in termini di numero di tracce che entrano nella sommatoria o, equivalentemente, in termini di distanza dall'apice dell'iperbole. Bisogna notare che la curvatura dell'iperbole di diffrazione è funzione della velocità. Quindi, per velocità basse, l'apertura della curva è stretta mentre per alte velocità è larga. Questo significa che supponendo il caso tipico in cui la velocità cresce con la profondità, a parità di apertura, la migrazione risulta più efficace nella parte superficiale rispetto a quella profonda. In pratica, per scegliere l'apertura ottimale, bisogna effettuare varie prove al fine di ottenere un buon risultato, evitando aperture troppo piccole che causano la distruzione degli orizzonti più pendenti o troppo grandi che degradano la sezione finale diminuendo il rapporto segnale/rumore.

### 3.6.4 Migrazione applicata ai dati OBS

La migrazione di Kirchhoff è stata applicata alle sezioni *stack* OBS per incrementare la risoluzione dell'immagine finale e per definire meglio le geometrie delle strutture. L'operazione è stata effettuata mediante il codice "sukdmig2d" di *Seismic Unix*. Per il calcolo dei tempi di percorrenza si è utilizzato lo stesso procedimento impiegato per il WED (codice "rayt2d"). L'apertura scelta è di 2500 m e poiché i CMP sono posizionati ogni 65 m, corrisponde a 38 tracce.

Le sezioni sismiche migrate sono state interpretate cercando di enfatizzare il significato geologico e geofisico delle immagini a riflessione della crosta al largo del margine occidentale del Peloponneso. Il basso rapporto segnale/rumore, in un'area dominata da *thrust* tettonici, e la bassa energia della sorgente che condiziona la penetrazione delle onde, non hanno sempre permesso di ottenere riflettori chiari e continui dalle diverse unità geologiche.

L'elaborazione adottata è stata principalmente indirizzata a riconoscere le differenti immagini che possono corrispondere a corpi sotterranei distinti:

- immagini indicanti la subduzione della crosta Ionica che, in diversi profili registrati nel bacino, ha una transizione crosta-mantello eccezionalmente riflettiva;
- la sovrapposizione di unità nelle falde (*nappes*) delle Ellenidi Esterne che formano la placca superiore limitata alla base da un intervallo che permette il distacco e scorrimento sulla sottostante crosta ionica;
- un qualche indizio di un possibile distacco dello *slab* subdotto (*slab detachment*);
- manifestazioni di faglie trasformi che taglino l'intera crosta o solamente la placca superiore e accompagnino le traslazioni e le rotazioni anti-orarie della zona ellenica esterna.

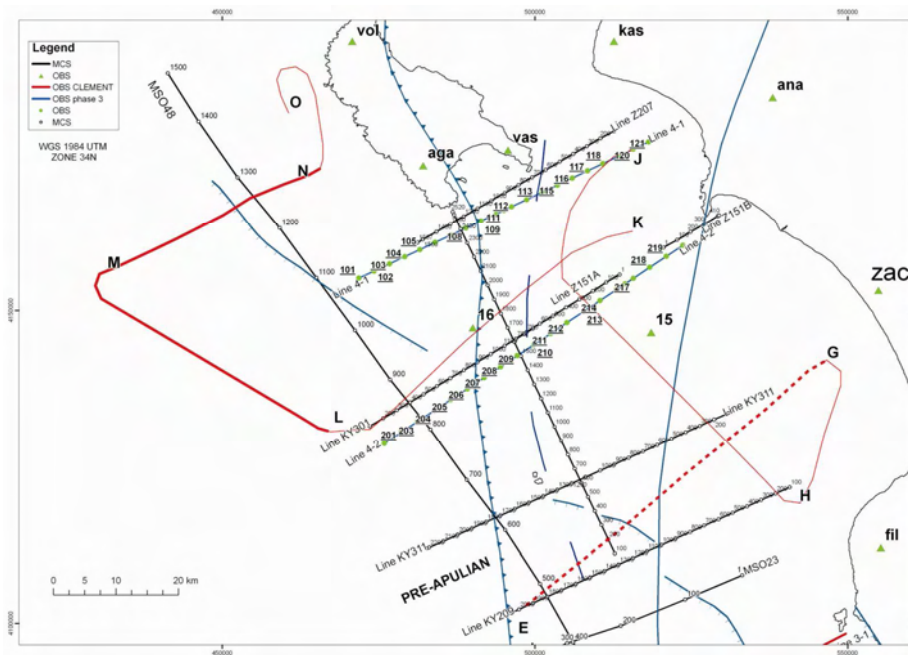


Figura 3-40 Mappa di posizione dei profili sismici presentati da Clement et al., 2000 (in rosso), e dei profili OBS e MCS elaborati all'interno del progetto SEHELLARC (in nero).

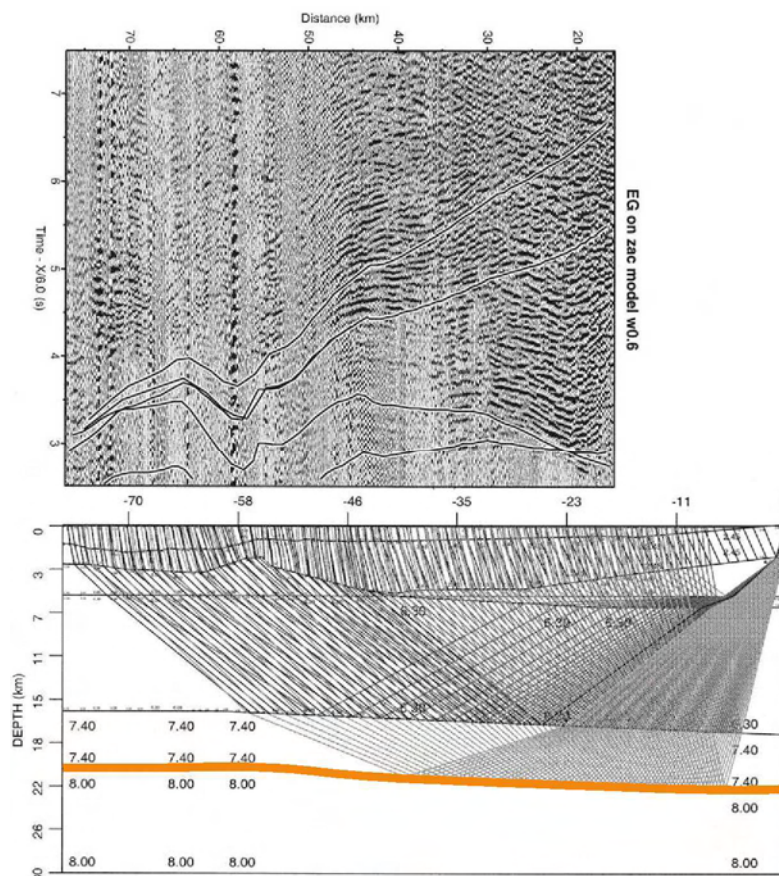


Figura 3-41 Dati a rifrazione DSS (*Deep Seismic Sounding*) con una stazione a terra (ZAC), energizzando in mare lungo il profilo EG (mappa in Fig. 3-40; da Clement et al., 2000).

Clement et al., 2000, hanno pubblicato dati acquisiti nella stessa area, profili MCS e prospezioni a grande angolo, utilizzando una sorgente *airgun* operante in modo *single-bubble*. I segnali rifratti e riflessi a grande angolo sono stati registrati da stazioni sulla terraferma e le tracce dei profili sono mostrate in Fig. 3-40 (in rosso).

Gli autori sopraccitati hanno proposto l'interfaccia della Moho ad una profondità di 20-22 km, dolcemente inclinata verso Est (vedere il profilo EG registrato dalla stazione ZAC in Fig. 3-41).

I profili MCS, lungo le tracce LM ed MN (Fig. 3-40), mostrano un riflettore tra 7 e 9 s TWT (*two-way time*), chiaramente affetto da fenomeni di spinte in alto e basso (*pull-up, pull-down*) legate alla velocità (Fig. 3-42).

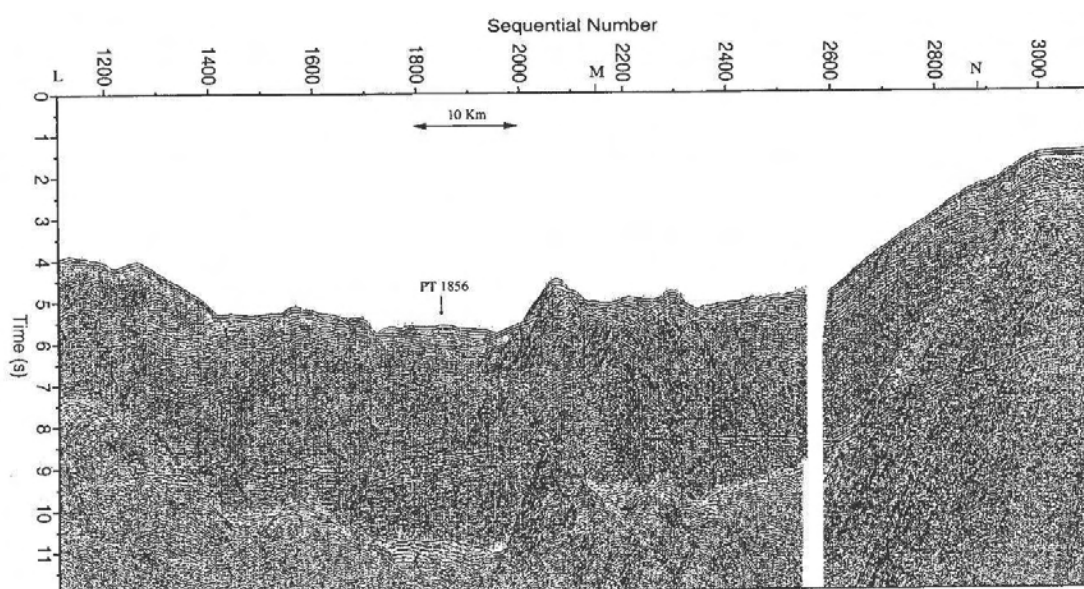
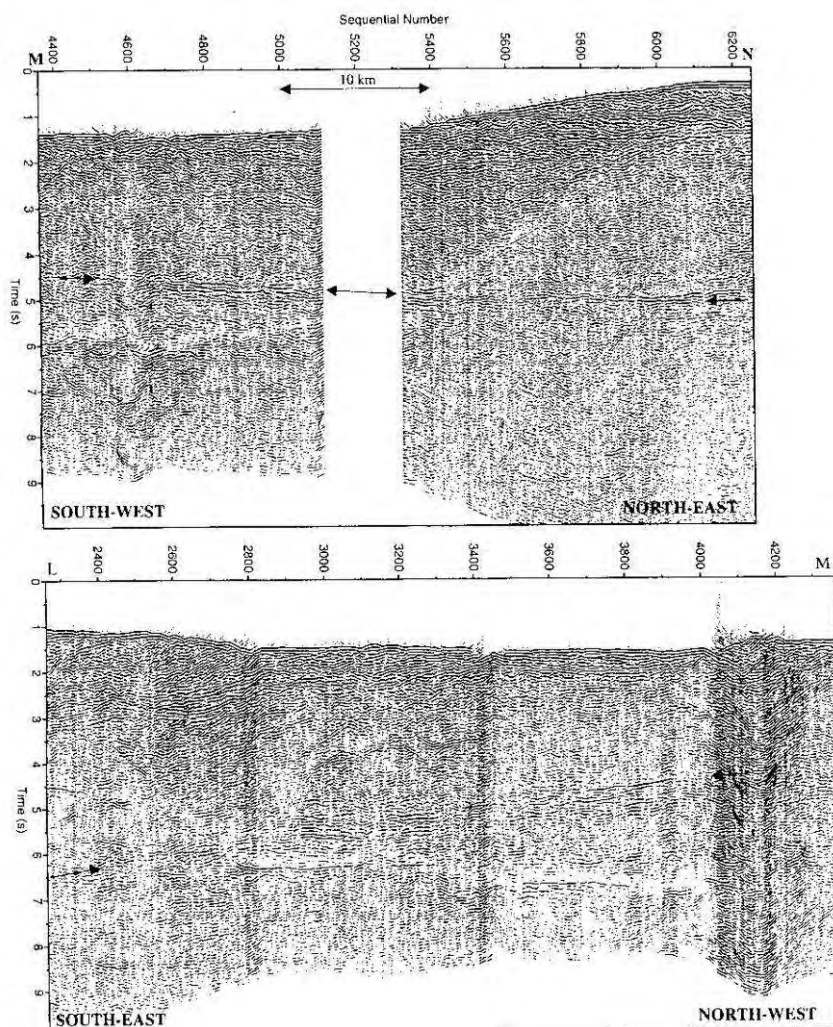


Figura 3-42 Profili MCS, LM ed MN (da Clement et. al, 2000).

Sostituendo la velocità dello strato d'acqua con quella delle coperture sottostanti dei carbonati mesozoici, è stato possibile confermare l'esistenza di un confine all'interno della placca, rappresentato da un indicatore singolo o da un intervallo riflettivo, inclinato verso Est (Fig. 3-43). Questo riflettore è indicato come la base dei *thrusts* della placca superiore ed è posto ad una profondità compresa tra 11 e 13 km. Lo stesso riflettore è stato indicato anche da Hirn et al. (1996) a profondità simili, a Nord di Zakyntos.



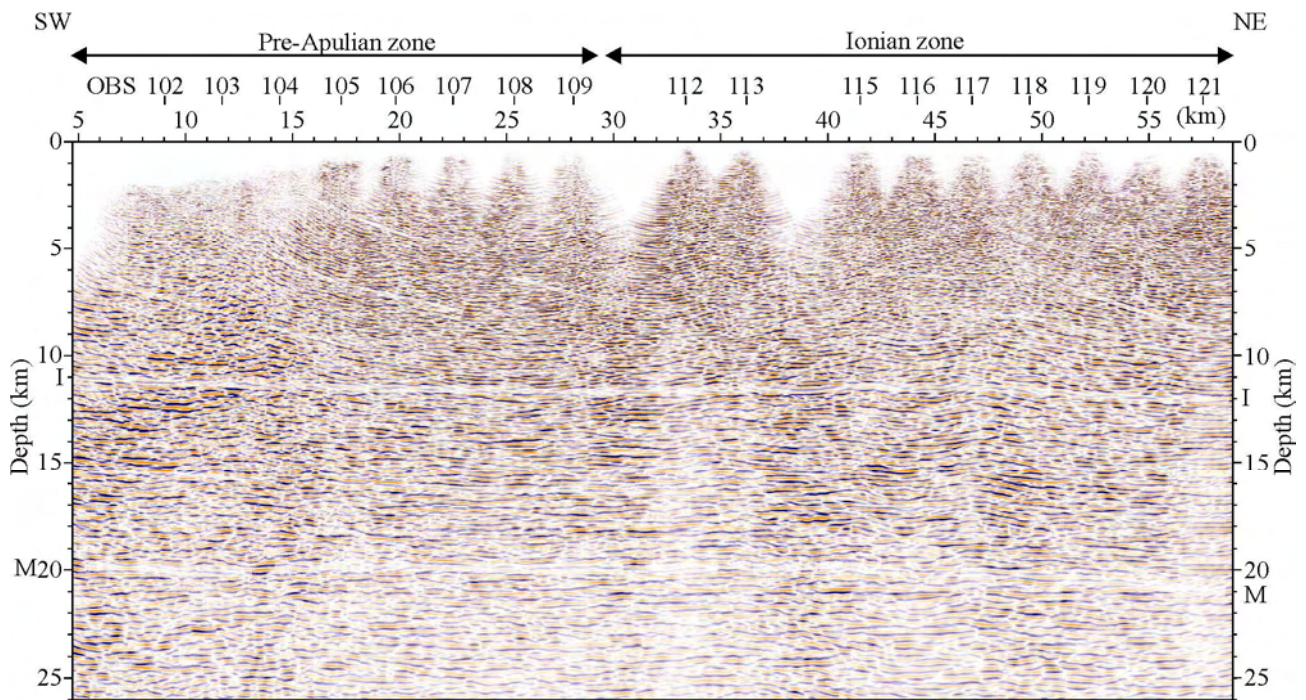


**Figura 3-43 Il confine alla base della placca superiore dopo aver sostituito la velocità dell'acqua con quella dei sedimenti sottostanti (da Clement et. al, 2000).**

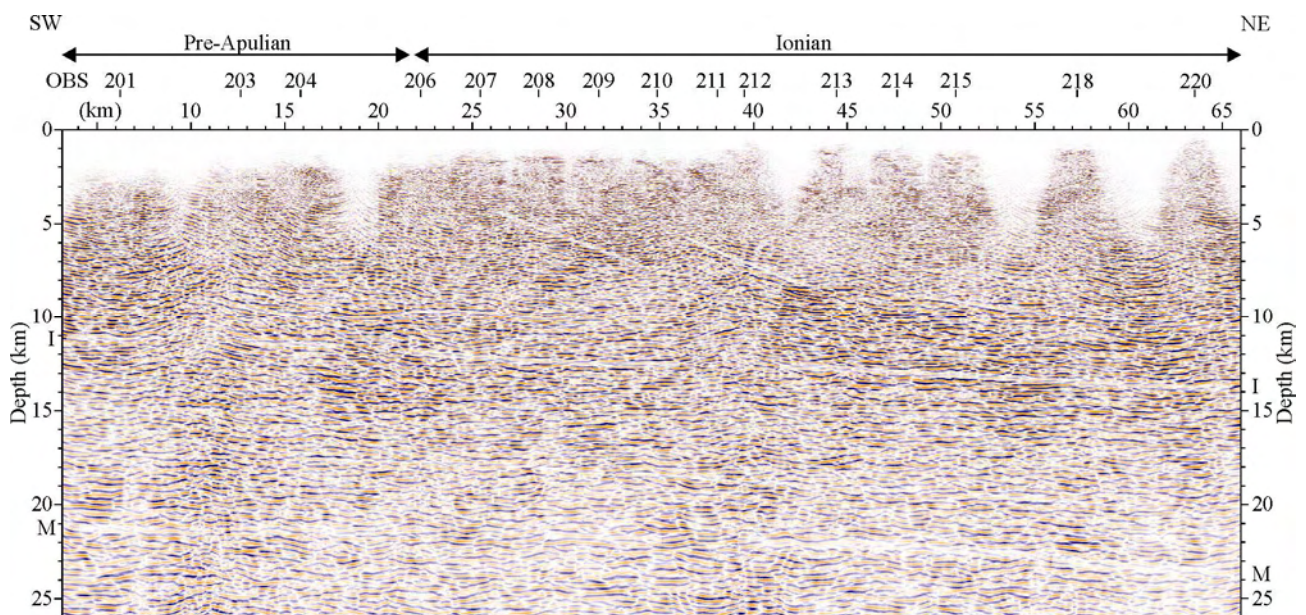
Un analogo quadro è mostrato anche dalle nostre sezioni sismiche, profilo 4-1 e 4-2, in cui un orizzonte o intervallo riflettivo e piano è stato interpretato alle medesime profondità alla base della placca superiore (riflettore di intraplacca o superficie di scorrimento). Nella parte superiore sono presenti riflettori vergenti a Est corrispondenti ai *thrusts* ellenici mentre, nella parte sottostante, le immagini della placca inferiore, fino alla Moho che è posta a profondità di 20-23 km, sono ancora una volta in accordo con i dati di Fig. 3-41.

Le sezioni dei profili 4-1 e 4-2 sono presentate in Fig. 3-44 e 3-45, con in trasparenza alcune sottolineature ad indicare importanti riflettori o andamenti strutturali.

Sul profilo 4-1 (Fig. 3-44) è stato interpretato e segnato il riflettore intraplacca (I) ad una profondità di 11 km (SW), dolcemente inclinato verso Est fino a 12 km circa. I *thrusts* delle falde Ioniche e pre-Apule sono evidenziati e distinti dalla placca inferiore sottostante che presenta strutture sub-orizzontali, spessore di circa 10 km ed è limitata dalla Moho a profondità comprese tra 22 (SW) e 23 km (NE).



**Figura 3-44** Profilo 4-1 migrato in profondità con indicati i riflettori. La scala è 1:1 e sono indicate la posizione degli OBS e le distanze. M indica la discontinuità di Moho, I il riflettore intraplaça.



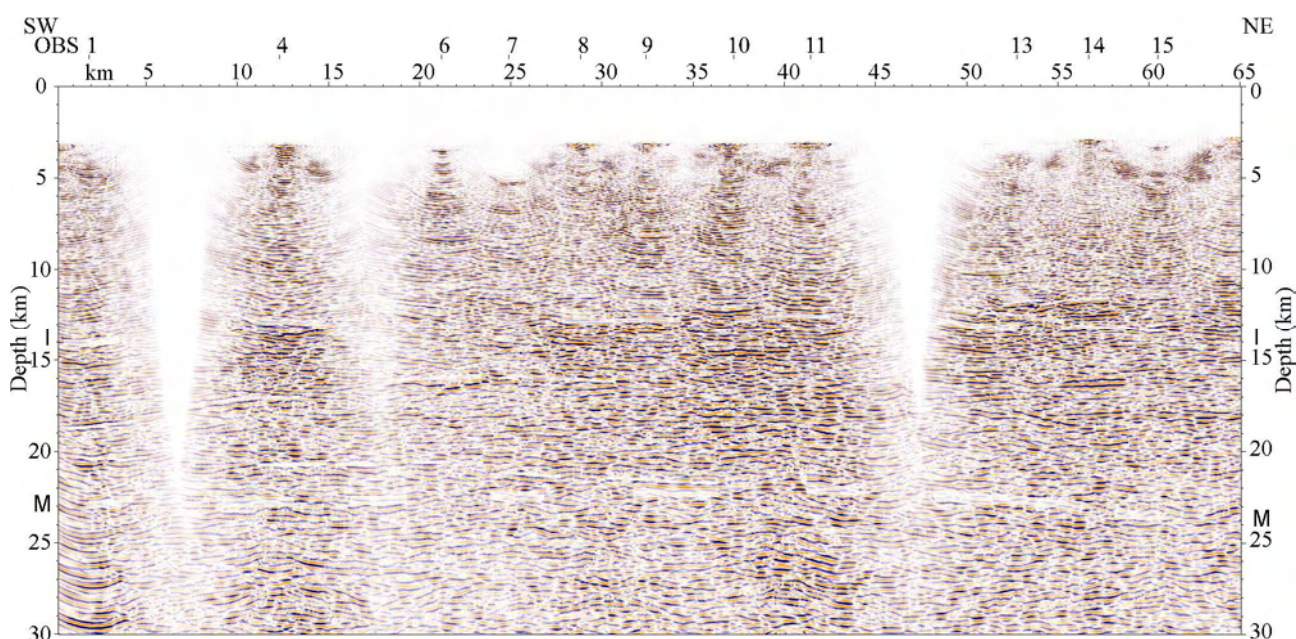
**Figura 3-45** Profilo 4-2 migrato in profondità con indicati i riflettori. La scala è 1:1 e sono indicate la posizione degli OBS e le distanze. M indica la discontinuità di Moho, I il riflettore intraplaça.

Il profilo 4-2 (Fig. 3-43) ha caratteristiche molto simili. Le profondità delle due interfacce principali (M ed I) aumentano leggermente: tra 12 e 14 km per il riflettore intraplaça, tra 21 e 24 km per la Moho.

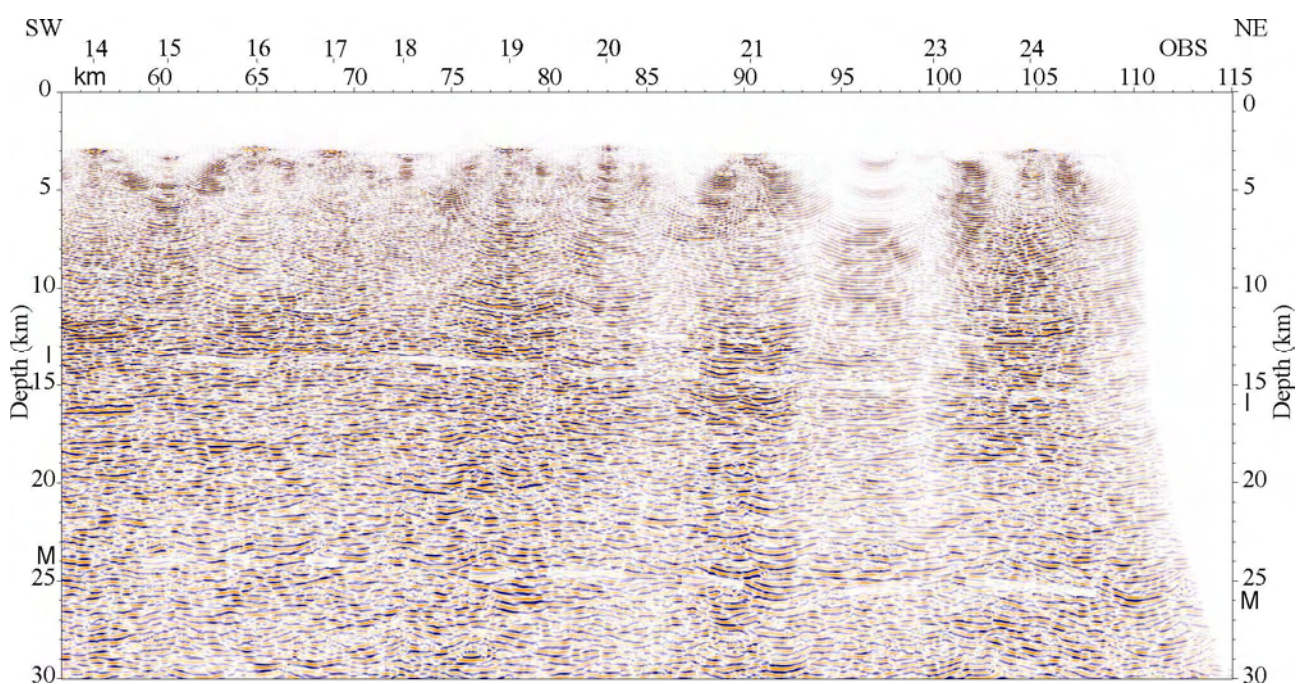


Il lungo profilo 3-1 è presentato in Fig. 3-46 (a), (b) e (c), da SW a NE sempre con alcune sottolineature e indicatori sovraimpressi. La bassa potenza della sorgente impiegata e la mancanza di alcuni dati OBS hanno ridotto la copertura e il rapporto segnale/rumore in alcune porzioni del profilo. A partire dalla posizione OBS 32, fino alla fine del profilo, verso NE, le immagini profonde non sono chiare. Quest'area corrisponde alla presenza in prossimità della superficie delle rocce della piattaforma del Gavrovo-Tripolitza e probabilmente complete del loro basamento e della crosta ellenica media ed inferiore. La posizione è stata qui interpretata come l'effettiva zona di collisione della crosta egea (Peloponneso) con il dominio ionico (la placca inferiore).

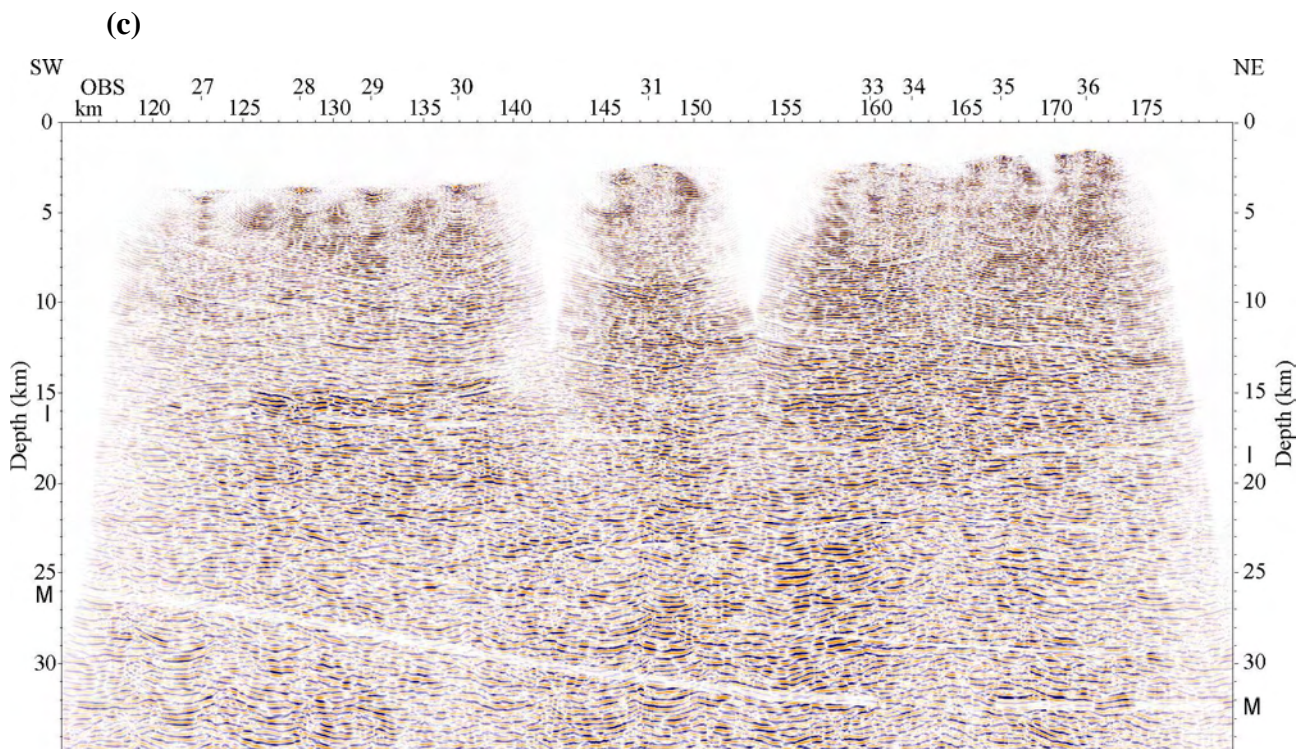
(a)



(b)







**Figura 3-46** Profilo 3-1 migrato in profondità con indicati i riflettori principali. La scala è 1:1 e sono indicate la posizione degli OBS e le distanze. La figura è presentata in tre parti (a), (b) e (c) da SW verso NE.

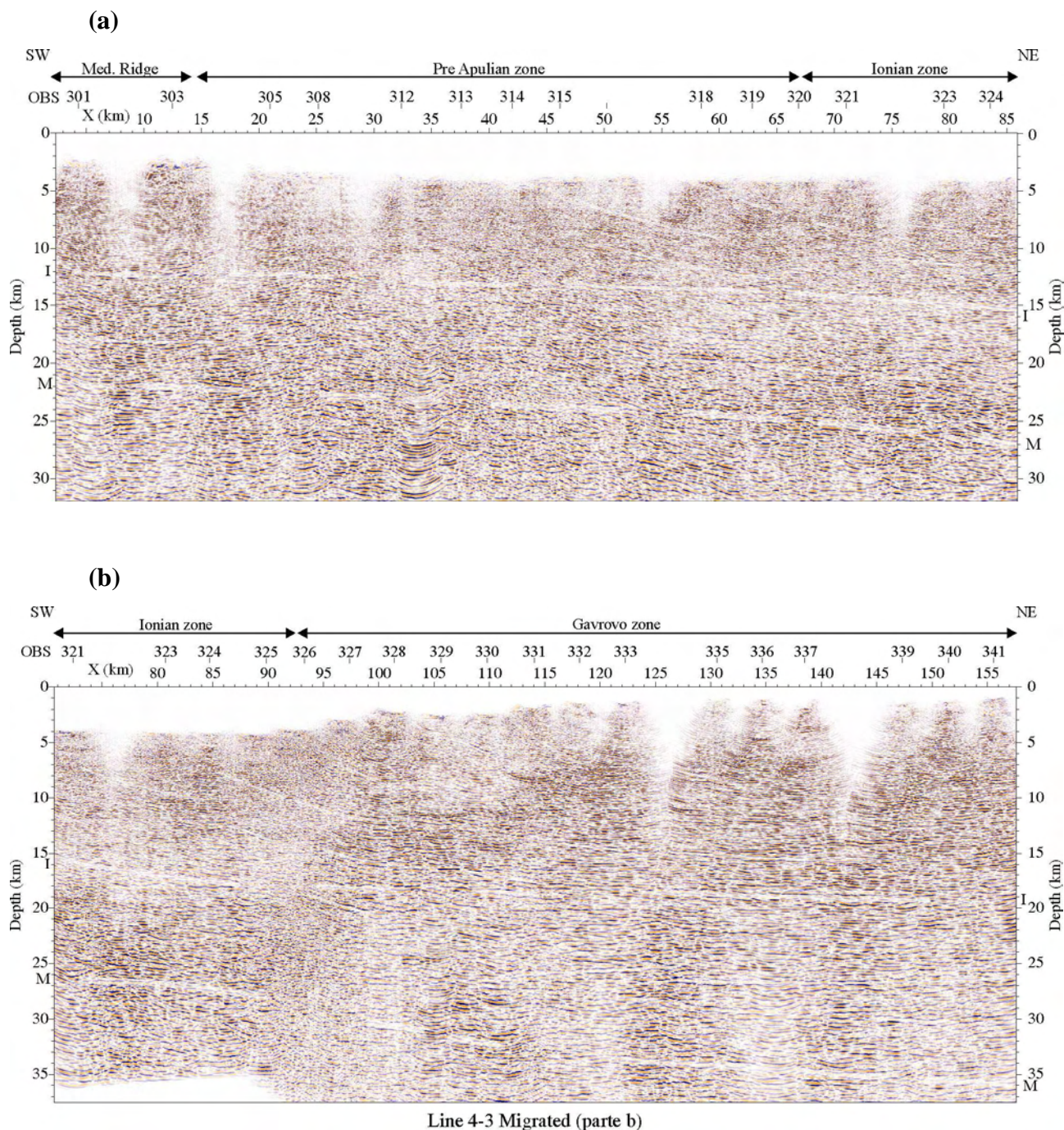
Il riflettore interno alla placca (I) è proposto a 14 km di profondità, in corrispondenza della posizione dell'OBS 1, Fig. 3-46 (a) e sprofonda verso NE fino a 16 km (Fig. 3-46 (b) e 3-46 (c)) in prossimità della posizione OBS 31. La Moho, nello stesso intervallo spaziale, è compresa tra 24 e 26 km di profondità. Le immagini diventano non chiare nella regione scarsamente coperta (mancanza di dati), compresa tra l'OBS 30 e il 38. Si propone la presenza di complessità tettoniche correlate alla collisione della placca ionica (placca inferiore) con la crosta ellenica, con la flessurazione della crosta e Moho ionica che appare più inclinata fin a raggiungere 32-33 km di profondità.

Il profilo 4-3 è presentato in Fig. 3-47 (a) e (b). E' stato registrato per investigare la regione a Sud del margine continentale di Pylos-Peloponneso ove attraversa la fossa di Matapan, partendo dal *Mediterranean Ridge* fino al golfo di Kalamata, di fronte alla penisola di Mani.

Il riflettore interno alla placca (I) è proposto a 12 km di profondità all'angolo sud-occidentale del profilo 4-3, inclinato dolcemente verso Est fin a raggiungere 18 km di profondità alla posizione OBS 325. La placca inferiore mostra uno spessore di 9-10 km con la Moho a 22 km di profondità. Una differenziazione delle strutture è mostrata nell'immagine sismica in corrispondenza della posizione OBS 326, dove la profondità della Moho, passa rapidamente a 33 e infine a 36 km, come si vede in Fig. 3-47 (b). Anche qui una flessurazione della crosta è



riconosciuta al punto di collisione della placca ionica con la più spessa crosta ellenica. Questa posizione corrisponde al *thrust* della piattaforma del Gavrovo sopra la zona ionica. In tal senso si può osservare anche la Fig. 3-46 in cui si mostra il *line-drawing* del profilo MS 71, registrato nella stessa regione e che presenta aspetti simili in prossimità dello SP 1600.



**Figura 3-47** Profilo 4-3 migrato in profondità con indicati i riflettori. La scala è 1:1 e sono indicate la posizione degli OBS e le distanze. Durante l'elaborazione, il profilo è stato suddiviso in due parti (a) e (b) da SW a NE.



### 3.6.5 Considerazioni finali

1. Le sezioni sismiche presentate sono chiaramente affette dalla presenza di multiple del fondo mare che si è cercato di ridurre ma con alternato successo.
2. Le funzioni di velocità utilizzate per le conversioni in profondità non sono ben vincolate nella parte inferiore della placca superiore (inversione di velocità in corrispondenza della superficie di scorrimento indicata con l'orizzonte intraplacca I) e in profondità (mancanza di dati rifratti per le strutture della placca inferiore) e, perciò, sono possibili errori fino al 10 % nel calcolo delle profondità.
3. Le sezioni hanno rivelato la presenza di un riflettore a 11-12 km di profondità nei profili più settentrionali e 12-18 in quelli più meridionali che si immerge dolcemente verso Est e rappresenta la separazione delle sovrapposizione dei *thrusts* Ionici, pre-Apuli e del Gavrovo e, forse, del basamento metamorfico - cristallino, sopra la placca inferiore, indicata come crosta ionica, spessa circa 9-10 km, limitata inferiormente dalla sua Moho a profondità di 20 km (a Nord) fino a 22 km (a Sud) e pendente anch'essa verso Est. Il profilo più meridionale, 4-3, è in linea con i dati del profilo MCS, MS-71 (si guardi l'interpretazione di Fig. 3-21), e con la modellistica gravimetrica lungo il profilo IMERSE 5A (Cernobori L. e Nicolich R., comunicazione personale e Fruehn et al., 2002). Il modello di gravità è stato costruito convertendo a densità le velocità delle riflessioni e delle rifrazioni attraverso relazioni pubblicate (in Fig. 2-6 la funzione di velocità da ESP-9 (Truffert et al., 1993) e dai dati delle osservazioni IMERSE-OBH; in Fig. 2-5, il modello gravimetrico). La concordanza tra gravità modellata e osservata è molto buona, con uno scarto massimo minore a 5 mGal. Pur accettando la non univocità della gravità, la qualità del risultato implica che il modello di velocità e l'interpretazione litologica siano quanto meno ragionevoli. Nell'interpretazione qui presentata, si suppone che il *back-stop* che caratterizza e sottende il bacino interno alla *Med. Ridge* sia costituito da unità della zona Apula, almeno nella parte occidentale. L'alta velocità, 6,4-6,5 km/s (dati IMERSE) e la densità di 2,71 kg/m<sup>3</sup>, sono compatibili con calcari o anidriti di piattaforma Triassica così come con un possibile basamento metamorfico o cristallino che può essere presente verso Est. Un intervallo basale di scorrimento, spesso più di 2 km, è proposto ad una profondità di 9 km, inclinato verso NE fino a 16 km di profondità, con una velocità più bassa, di circa 5 km/s, e densità di 2,55 kg/m<sup>3</sup>. Alla placca inferiore è stata assegnata una densità di 2,8 kg/m<sup>3</sup> e uno spessore di 8-9 km, mentre il mantello Ionico, freddo e *depleted*, dovrebbe avere una densità elevata,

dell'ordine di  $3,43 \text{ kg/m}^3$ , immergendosi verso NE da 18 a 25 km di profondità. Le anomalie di Bouguer hanno valori di +300 mGal nella piana abissale ove la Moho è prevista a 18 km, profondità compatibili solo con densità molto elevate del mantello. I dati sono coerenti (profondità delle interfacce, spessori, velocità) con le immagini del profilo OBS 4-3 e del profilo MCS MS-71.

4. L'area di collisione della crosta del bacino Ionico con la crosta ellenica (l'intera crosta superiore ed inferiore) corrisponde alla posizione del *thrust* di faglia del Gavrovo lungo il profilo 4-3 (Fig. 3-47). Nel punto di collisione, con l'immersione della Moho verso Est fino a 32-36 km di profondità, è proposta una flessurazione della crosta ionica (fredda e fragile).
5. Il modello di collisione è stato preso dall'interpretazione dalle immagini delle *receivers functions* calcolate attraverso la parte occidentale dell'isola di Creta (Fig. 3-48, Endrum et al., 2004), con la flessurazione della Moho africana che si inclina, prima fortemente e poi più dolcemente verso NE o N. Nella parte superiore della crosta, il riflettore interno alla placca (a circa 16 km di profondità) interferisce con la crosta continentale di Creta (in quell'area esistono altri modelli ma non con questa risoluzione). Il cuneo incluso tra la Moho "continentale" e quella "oceanica" caratterizza il materiale dell'intrusione astenosferica proveniente dal dominio Egeo. Nella nostra regione del margine del Peloponneso l'immagine delle *receivers functions* (Endrum et al., 2004) conferma uno *slab* molto inclinato verso Est, da 40 (costa occidentale) a 90 km (Attica e Mar Egeo), e geometrie simili per la crosta e Moho del continente ellenico e dell'area del Mar Egeo. Il *rollback* dello *slab* Ionico permette l'intrusione di materiale dall'astenosfera verso Ovest, il quale potrebbe favorire, nelle catene delle Ellenidi Esterne, l'obduzione della placca superiore lungo la superficie di scollamento indicata dal riflettore intraplacca ed il sollevamento verticale con rotazioni e movimenti estensionali presenti nell'area studiata dal progetto SEHELLARC.
6. L'analisi dei dati sismici (sismica a riflessione MCS e dati OBS) è servita ad individuare le principali strutture (essenzialmente zone geologiche e faglie) che possono essere associate a zone sismogenetiche (Fig. 2-13) atte a sviluppare terremoti di elevata magnitudo (terremoti con magnitudo da 6,5 a 7,0 sono abbastanza frequenti nell'area investigata). Gli assetti delle strutture geologiche, rilevati nel corso delle indagini, possono condizionare i meccanismi focali (le faglie trascorrenti o di *thrust* e loro direzione e lunghezza, i movimenti con scorrimenti orizzontali di una placca superiore su quella inferiore, la profondità degli eventi e loro distribuzione passando dal centro del

Mar Ionio al Peloponneso e all'Egeo). E' stato possibile individuare con i sismologi le zone sismotettoniche e le faglie che le rappresentino, per predisporre l'elaborazione di una mappa della pericolosità. La localizzazione delle faglie con lunghezza e magnitudo massima che esse possono sprigionare e l'individuazione dei possibili meccanismi di sorgente sono poi servite a simulare gli effetti di tsunami con la propagazione nel mare del moto dell'onda, nota la batimetria, fino all'impatto con le coste e le strutture civili d'interesse ivi posizionate.

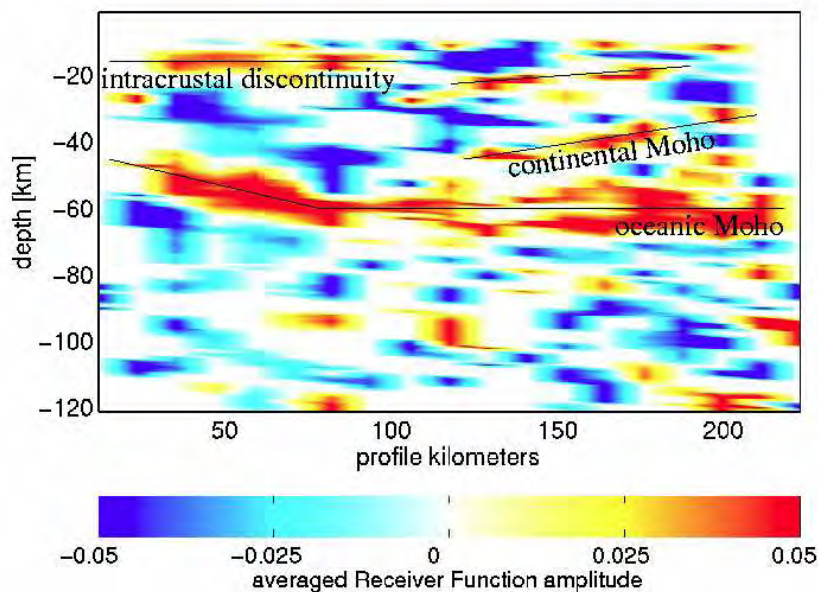


Figura 3-48 Modellistica tramite *receivers functions* attraverso la parte occidentale dell'isola di Creta (da Endrum et al., 2004).

## CONCLUSIONI

In questa tesi è stata presentata una procedura di analisi ed elaborazioni di dati sismici acquisiti mediante OBS, strumenti ampiamente impiegati negli studi crostali attraverso l'utilizzo delle registrazioni di onde rifratte e riflesse a grande *offset* (WAR/R). L'approccio tipico prevede l'identificazione dei tempi di arrivo delle onde, primi arrivi o eventi a riflessione e rifrazione successivi, base per la modellistica (diretta e/o inversa) col fine di ottenere campi di velocità delle formazioni e la localizzazione delle strutture del sottosuolo. L'approccio qui presentato, invece, prevede:

- 1) costruzione di modelli di velocità dall'analisi dei segnali rifratti;
- 2) elaborazione dei dati OBS al fine di ottenere immagini sismiche a riflessione.

I modelli di velocità ottenuti invertendo i primi arrivi e prolungati adeguatamente in profondità mediante le informazioni disponibili in letteratura per l'area di studio, sono serviti a riportare gli scoppi e i ricevitori (OBS) su uno stesso piano di riferimento attraverso la procedura WED. I campi di velocità sono stati utilizzati anche per la correzione di NMO e per la migrazione finale delle sezioni *stack*.

Il WED ha fornito immagini del sottosuolo dotate di una risoluzione migliore rispetto a quanto ottenuto con l'impiego delle normali correzioni statiche. Il miglior risultato è stato ottenuto attraverso l'impiego del WED sia ai ricevitori sia agli scoppi. Entrambi sono stati, prima riportati in profondità ad un piano fittizio posto a 5-6 km dal l.m.m., a seconda delle diverse situazioni, poi al *datum* finale posto sulla superficie del mare. Con quest'operazione è stato incrementato il rapporto segnale/rumore. Inoltre, dopo il WED è stato possibile applicare una normale procedura di elaborazione per dati a riflessione. Nonostante la bassa energia della sorgente impiegata nell'acquisizione sismica, i risultati ottenuti, in un'area particolarmente complessa come quella del margine occidentale dell'Arco ellenico, hanno permesso di riconoscere le strutture geologiche principali e i meccanismi dell'evoluzione tettonica.

A riprova della bontà dell'operazione di WED, questo processo è stato applicato anche a dati sismici ad alta risoluzione (HR) a terra, permettendo di risolvere problemi di correzioni statiche legate alla variabilità delle velocità superficiali cui i dati HR sono particolarmente sensibili, anche quando le variazioni accadono entro il substrato che sottende l'areato vero e proprio.

## BIBLIOGRAFIA

Aki, K., Richards, P.G., 1980. *Quantitative Seismology*. Freeman and Co., New York, USA.

Avedik, F., Nicolich, R., Hirn, A., Maltezos, F., McBride, J., Cernobori, L. and the STREAMERS/PROFILES Group, 1995. *Appraisal of a new, high-energy and low frequency seismic pulse generating method on a deep seismic reflection profile in the Central Mediterranean Sea*. *First Break*, 13, 7, 277-290.

Berryhill, J.R., 1979. *Wave-equation datuming*. *Geophysics* 44, 1329–1344.

Berryhill, J.R., 1984. *Wave-equation datuming before stack*. *Geophysics* 49, 2064–2066.

Bevc, D., 1993. *Data parallel wave-equation datuming with irregular acquisition topography*. *SEG Abstr. Prog.* (1993), 197–200.

Bevington, P. R., 1969. *Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences*. McGraw-Hill. New York, USA.

Bleistein, N., 1984. *Mathematical methods for wave phenomena. Computer science and applied mathematics*. Academic Press. San Diego, USA.

Cerveny, V., 2001. *Seismic Ray Theory*. Cambridge University Press, 713.

Cerveny, V. and Psencik, I., 1984. *Documentation of Earthquake Algorithms. SEIS83 - Numerical modeling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method*. E.R.Engdahl edit., Report SE-35, Boulder, 36-40.

Cerveny, V., Molotkov, I. and Psencik, I., 1977. *Ray Method in Seismology*. University of Karlova, Prague.

Chamot-Rooke, N., Rangin, C., Le Pichon, X., 2005. *DotMed “Deep Offshore Tectonics of the Mediterranean”, a synthesis of deep marine data in the Eastern Mediterranean*. *Mémoires de la société géologique de France*, 177.



- Claerbout, J. F., 1985. *Imaging the Earth's Interior*. Blackwell Scientific Publications.
- Claerbout, J. F., and Doherty, S. M., 1972. *Downward continuation of moveout-corrected seismograms*. *Geophysics*, 37, 741-768.
- Clement, C., Hirn, A., Charvis, P., Sachpazi, M., Marnelis, F., 2000. *Seismic structure and the active Hellenic subduction in the Ionian islands*. *Tectonophysics*, 329, 141-156.
- Cox, M., 1999. *Static Corrections for Seismic Reflection Surveys*. Tulsa, OK, USA.
- Endrum, B., Meier, T., Bischoff, M. and Harjes, H.P., 2004. *Lithospheric structure in the area of Crete constrained by receiver functions and dispersion analysis of Rayleigh phase velocities*. *Geophys. J. Int.* 158, 592-608.
- Firbas, P., 1981. *Inversion of travel-time data for laterally heterogeneous velocity structure—linearization approach*. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 67, 189–198.
- Fruehn, J., Fliedner, M. M., and White, R. S., 2001. *Integrated wide-angle and near-vertical subbasalt study using large-aperture seismic data from the Faeroe-Shetland region*. *Geophysics*, 66, 5, 1340-1348.
- Fruehn, J., Reston, T., von Huene, R., Bialas, J., 2002. *Structure of the Mediterranean Ridge accretionary complex from seismic velocity information*. *Marine geology*, 186, 43-58.
- Gazdag, J. 1978. *Wave equation migration with the phase shift method*. *Geophysics*, 43, 1342-1351.
- Huang, H., Spencer, C. and Green, A., 1986. *A method for the inversion of refraction and reflection travel times for laterally varying velocity structures*. *Bull. seism. Soc. Am.*, 76, 837–846.
- Hughes, S., Barton, P., Harrison, D., 1998. *Exploration in the Shetland-Faeroe Basin using densely spaced arrays of ocean bottom seismometers*. *Geophysics*, 63, 490-501.

- Jolivet, L. and Brun, J.P., 2010. *Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean*. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.) 99, 109-138.
- Kamberis, E., Sotiropoulos, S., Aximniotou, O., Tsaila-Monopoli, S., Ioakim Cryssanthi, 2000. *Late Cenozoic deformation of the Gavrovo and Ionian zones in NW Peloponnesos (Western Greece)*. Annali di Geofisica, 43, 5, 905-919.
- Kokinou, E., Kamberis, E., Vafidis, A., Monopolis, D., Ananiadis, G., and Zelilidis, A., 2005. *Deep seismic reflection data from offshore Western Greece. A new crustal model fro the Ionian Sea*. J. of Petroleum Geol. 28, 2, 185-202.
- Liu, Z., 1995. *Migration velocity analysis*. PhD Thesis. Colorado School of Mines, USA.
- Luetgert, J., 1992. *Macray—interactive two-dimensional seismic raytracing for the Macintosh*. USGS Open File Rept, 92–356.
- Lutter, W.J. and Nowack, R.L., 1990. *Inversion for crustal structure using reflections from the PASSCAL Ouachita experiment*. J. geophys. Res., 95, 4633–4646.
- Lutter, W.J., Nowack, R.L. and Braile, L.W., 1990. *Seismic imaging of upper crustal structure using travel times from the PASSCAL Ouachita experiment*. J. geophys. Res., 95, 4621–4631.
- Lyberis, N. and Bizon, G., 1981. *Signification structural des Iles Strophades dans la marge Hellénique*. Marine Geology 39, M57–M69.
- Makris, J., 1978. *The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings*. Tectonophysics, 46, 269-284.
- Makris, J., Egloff, F., Rihm, R., 1999. *WARRP (Wide Aperture Reflection and Refraction Profiling): The principle of successful data acquisition where conventional seismic fails*. Extended Abstract, 69th meeting of the Society of Exploration Geophysics (SEG), Houston, 989–992.

Masoomzadeh, H., 2005. *Processing techniques for wide-angle seismic data*. PhD Thesis. University of Cambridge, UK.

McCaughey, M. and Singh, S.C., 1997. *Simultaneous velocity and interface tomography of normal-incidence and wide-aperture travelttime data*. *Geophys. J. Int.*, 131, 87–99.

McMechan, G.A. and Mooney, W.D., 1980. *Asymptotic ray theory and synthetic seismograms for laterally varying structures: theory and application to the Imperial Valley, California*. *Bull. seism. Soc. Am.*, 70, 2021–2035.

Monopolis, D. and Bruneton, A., 1982. *Ionian Sea (Western Greece): its structural outline deduced from drilling and geophysical data*. *Tectonophysics* 83, 227–242.

Moser, T. J., 1989. *Efficient seismic ray tracing using graph theory*. Expanded Abstract, 1989 meeting of the Society of Exploration Geophysics (SEG). Tulsa, OK, 1031–1106.

Moser, T. J., 1991. *Shortest path calculation of seismic rays*. *Geophysics*, 56, 59,67.

Papanikolaou, D., Fountoulis, J., Metaxas, C., 2007. *Active faults, deformation rates and Quaternary paleogeography at Kyparissiakos Gulf (SW Greece) deduced from onshore and offshore data*. *Quaternary International* 171–172, 14–30.

Sachpazi, M., Galvé, A., Laigle, M., Hirn, A., Sokos, E., Serpetsidaki, A., Marthelot, J.M., Pi Alperin, J.M., Zelt, B., Taylor, B., 2007. *Moho topography under central Greece and its compensation by Pn time-terms for the accurate location of hypocenters: The example of the Gulf of Corinth 1995 Aigion earthquake*. *Tectonophysics* 440, 1-4, 53-65.

Sachpazi, M., Hirn, A., Clement, C., Haslinger, F., Laigle, M., Kissling, E., Charvis, P., Hello, Y., Lepine, J. C., Sapin, M., Ansorge, J., 2000. *Western Hellenic subduction and Cephalonia Transform: local earthquakes and plate transport and strain*. *Tectonophysics*, 319, 301-319.

Saito, H., 1989. *Traveltimes and raypaths of first arrival seismic waves: computation method based upon Huygens' principle*. Expanded Abstract, 1989 meeting of the Society of Exploration Geophysics (SEG). Tulsa, OK, 244–247.

Saito, H., 1990. *3-D ray tracing method based on Huygens' principle*. Expanded Abstract, 1990 meeting of the Society of Exploration Geophysics (SEG). Tulsa, OK, 1024–1027.

Schneider, W., 1978. *Integral formulation for migration in two and three dimensions*. *Geophysics*, 43, 49-76.

SEAHELLARC Work Package 2 – DICA – Università di Trieste et al., 2009. *Active Tomography (Reflection seismic sections from OBS profiling)*.

SEAHELLARC Work Package 3 – HCMR, GEOPRO, NOA, 2009. *Microseismicity*.

SEAHELLARC Work Package 4 - OGS, CNRS, DICA, HCMR, 2009. *Swath Bathymetry, Subbottom Profiling, High Resolution Seismic*.

SEAHELLARC Work Package 5 - OGS et al., 2009. *Seismic Hazard Assessment*.

SEAHELLARC Work Package 6 - Middle East Technical University (Ankara) et al., 2009. *Tsunami Modeling*.

Shen, Y., Sheehan, A. F., Dueker, K. G., de Groot-Hedlin, C., Gilbert, H., 1998. *Mantle discontinuity structure beneath the southern east Pacific Rise from P-to-S converted phases*. *Science* 280, 1232–1235.

Sheriff, R.E, 2002. *Encyclopaedic Dictionary of Exploration Geophysics*. Fourth Edition, Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, OK, USA.

Shtivelman, V. and Canning, A., 1988. *Datum correction by wave-equation extrapolation*. *Geophysics* 53, 1311–1322.

- Sotiropoulos, S., Kamberis, E., Triataphyllou, M.V., Doutsos, T., 2003. *Thrust sequences in the central part of the External Hellenides*. Geol. Mag. 140, 6, 661-668.
- Spence, G.D., Clowes, R.M. & Ellis, R.M., 1985. *Seismic structure across the active subduction zone of western Canada*. J. geophys. Res., 90, 6754–6772.
- Spence, G.D., Whittall, K.P. and Clowes, R.M., 1984. *Practical synthetic seismograms for laterally varying media calculated by asymptotic ray theory*. Bull. seism. Soc. Am., 74, 1209–1223.
- Stolt, R. H., 1978. *Migration by Fourier transform*. Geophysics, 43, 23-48.
- Suckale, J., Rondenay, S., Sachpazi, M., Charalampakis, M., Hosa, A. and Royden, L.H., 2009. *High-resolution seismic imaging of the western Hellenic subduction zone using teleseismic scattered waves*. Geophys. J. Int, 178, 775-791.
- Tinivella, U., Accaino, F., 2000. *Compressional velocity structure and Poisson's ratio in marine sediments with gas hydrate and free gas by inversion of reflected and refracted seismic data (South Shetland Islands, Antarctica)*. Marine Geology 164, 13-27.
- Tinivella, U., Accaino, F., Rossi, G., Nicolich, R., 2005. *Petrophysical analysis of CROP-18 crustal seismic data*. Boll. Soc. Geol. It, 3, 205-211.
- Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., De Voogd, B., Huchon, P. and Le Pichon, Y., 1993. *The crust of the Western Mediterranean Ridge from deep seismic data and gravity modelling*. Geophys. J. Int. 114, 360–372.
- Vidale, J. E., 1988. *Finite-difference travel time calculation*. Bull. Seism. Soc. Am., 78, 2062-2076.
- Vinje, V., Iversen, E., and Gjoystdal, H. 1993. *Traveltime and Amplitude Estimation Using Wave Front Construction*. Geophysics 58, 1157-1166.
- Wiggins, J.W., 1984. *Kirchhoff integral extrapolation and migration of nonplanar data*. Geophysics 49, 1239–1248.
- White, D.J., 1989. *Two-dimensional seismic refraction tomography*. Geophys. J. Int., 97, 223–245.



- 
- White, D.J. and Clowes, R.M., 1990. *Shallow crustal structure beneath the Juan de Fuca Ridge from 2-D seismic refraction tomography*. *Geophys. J. Int.*, 100, 349–367.
- Whittall, K.P. and Clowes, R.M., 1979. *A simple, efficient method for the calculation of traveltimes and ray paths in laterally inhomogeneous media*. *J. Can. Soc. expl. Geophys.*, 15, 21–29.
- Yilmaz, O., 2001. *Seismic data analysis*. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, OK, USA.
- Yilmaz, O. and Lucas, D., 1986. *Prestack layer replacement*. *Geophysics* 51, 1355–1369.
- Zelt, C. A., 1999. *Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltime*. *Geophys. J. Int.*, 139, 183-204.
- Zelt, C. A., and Smith, R. B., 1992. *Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure*. *Geophys. J. Int.*, 108, 16-34.
- Zhang, J., 1997. *Non linear refraction and reflection traveltime tomography*. PhD thesis, Massachusetts Institute of Technology, USA.
- Zhang, J., ten Brink, U.S. and Toksoz, M.N., 1998. *Nonlinear refraction and reflection traveltime tomography*. *J. geophys. Res.*, 103, 29 743–29 757.

## APPENDICE

Sono allegati alcuni articoli preparati durante la tesi di dottorato e sottomessi per la pubblicazione.

# **Wave equation datuming applied to marine OBS data and to land high resolution seismic profiling**

Erika Barison<sup>a</sup>, Giuseppe Brancatelli<sup>a,\*</sup>, Rinaldo Nicolich<sup>a</sup>, Flavio Accaino<sup>b</sup>, Michela Giustiniani<sup>b</sup>, Umberta Tinivella<sup>b</sup>

<sup>a</sup> *Dipartimento di Ingegneria civile ed ambientale - DICA, University of Trieste, via Valerio 10, Italy*

<sup>b</sup> *Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale – OGS, Borgo Grotta Gigante 42/C, Sgonico, Trieste, Italy*

\* Corresponding Author. Tel.: +39 0405583494; fax: +39 0405583497. E-mail address: Giuseppe.Brancatelli@phd.units.it

*Keywords:* Wave equation datuming; Static correction; Ocean bottom seismometer; High resolution seismic

## **Abstract**

One key step in the seismic data processing flow is the computation of static corrections which relocate shots and receivers at same datum plane and remove near surface weathering effects. We applied a standard static correction and a wave equation datuming comparing the obtained results. In both cases a detailed velocity field obtained by tomographic inversion was used to relocate shots and receivers to the datum plane. The procedures were applied to two different datasets: 1) marine acquisitions with a large number of narrow spaced ocean bottom seismometers; 2) high resolution reflection seismic land data. In the first dataset, the deployed ocean bottom seismometers were relocated to the sea level (the shot positions). A standard processing sequence was applied to the output which can be considered as a conventional reflection profile, obtaining an image of the deep crustal structures. In the second dataset, the application of wave equation datuming allowed us to apply the static corrections and to remove the coherent noise, such as the ground roll. The comparison of the two approaches evidences that the main reflecting markers are better resolved when the wave equation datuming is adopted.

## **1 Introduction**

Static correction computation is an important step in the seismic data processing sequence. The aim is to relocate the shots and the receivers at the same datum level and to remove the time shifts (weathering effects or near surface anomalies) caused by strong velocity changes in the shallow layers. Static corrections are covered briefly, with varying amounts of details, in all geophysical textbooks, like in Cox (1999) and Yilmaz, (2001). Essentially the corrections are based on uphole surveys data merged with first break picking and refraction analysis.

The definition of the shallow layers velocities is crucial for static computations. Actually, the most accurate procedure involves the definition of the seismic velocity field by tomographic inversion, but the assumption of a vertical near-surface raypath is adopted when static corrections are applied. This hypothesis is adequate when (i) high velocity terrains are present near the surface and/or (ii) the static time shifts are small. Nevertheless, this assumption is not verified for high resolution data or for acquisitions with large maximum offsets in shot-receivers design. In these cases more complex methods, such as the wave equation datuming (WED), must be used.

Basically, the WED is the process of upward or downward continuation of the wave field between two arbitrarily-shaped surfaces. WED was applied for the first time by Berryhill (1979) to zero-offset post-stack data and was based on an extrapolation scheme using the Kirchhoff integral solution to the scalar wave equation. Then, Berryhill (1984) generalized his method to pre-stack data by applying the same extrapolation algorithm to common-source gathers and, finally, to common-receiver gathers. In literature, it is possible to find migration algorithms based on finite-differences (Claerbout, 1985) and on phase-shifts (Gazdag, 1978).

We applied static corrections and WED to the following datasets in order to compare the two procedures for the relocation of geophones and shots at a reference datum plane: 1) Ocean Bottom Seismometer (OBS) acquisitions and 2) high resolution land seismic data.

WED and statics were applied to OBS data to relocate the OBS to the same elevation of the shots (sea level). Using this correction, OBS records can be considered and processed as seismic reflection data; so, all standard steps of processing usually employed or conventional marine seismic data elaborations can be applied.

Generally, OBS data are used to obtain a velocity-depth distribution from the tomographic inversion of first arrivals (i.e., Zelt and Smith, 1992 and references therein) or to obtain information about the P to S converted waves at the base of the sediments, below the sea floor (i.e., Shen et al., 1998; Tinivella and Accaino, 2000; Mjelde et al., 2003; Wang et al., 2004).

Zillmer et al. (2005) used the Kirchhoff integral to perform a pre-stack depth migration of OBS data. In this way they obtained an image of the deep structures below the seafloor. It is important to note that their approach needs an ad hoc algorithm in order to obtain a depth section, while, in our procedure, we performed the standard post-stack depth migration after the relocation of the OBSs to the sea level by applying the WED.

In high resolution land data a rationale near surface model, obtained by an accurate tomographic inversion of the precise picking of the first arrival waves, is fundamental for successive WED application when near surface velocity complexity is present. It increases the resolution and avoids artifacts and structurations of the reflecting markers in the final depth migrated section (Xingfu et al., 2007). Moreover, removing unwanted energy, like first arrivals and ground roll, is crucial in the high resolution data processing, but all the near-surface effects can be left behind in the shallow part if we apply WED choosing a datum at depth beneath the region where the direct waves and ground roll propagate (McMechan and Sun, 1991).



## 2 The OBS and HR data sets

### 2.1 The OBS acquisition

Within the framework of the European research project "SEismic and tsunami risk Assessment and mitigation scenarios in the western HELLenic ARC" (SEAHELLARC EU contract-037004, VI Framework Programme), geophysical data were acquired offshore in the Ionian Sea, on the continental margin of Peloponnese. The main purpose of the project was to estimate seismic and tsunami hazards assessment in one of the most seismically active area in the whole Mediterranean. Particularly, four profiles were acquired with a large number of narrow spacing deployed OBSs to obtain redundancy in the refraction field inversion for the crustal interfaces reconstruction ("WARRP" procedure: wide angle reflection-refraction profiles). This technique was proposed to substitute partially a deep seismic reflection survey with a long streamer and large airgun sources, not available at that time.

We present in this paper the application of these procedures to a selected line, the framed segment in Fig. 1, part of a long profile which extends in SW-NE direction offshore Peloponnese (western Greece).

The geology of the area is interested by the "Alpine" structural heritage including the stack of nappes of the pre-Apulian, Ionian, Gabrovo-Tripolitza, Pindo and Internal Hellenides shelf, basinal or crystalline-metamorphic units thrust over the Ionian thin continental or oceanic crust subducting eastwards (Van Hinsbergen et al., 2006).

The OBSs (manufacturer GeoPro GMBH – Hamburg) were equipped with 4 recording channels (three geophones with natural frequency of 4.5 Hz and one hydrophone). Along the whole profile 30 OBSs were deployed with approximately 4.2 km intervals. The source was an array of 16 airguns with a total volume of 39.4 liters ( $39.4 \times 10^{-3} \text{ m}^3$ ), fired at 9 m depth. The shot time interval was 60 s, corresponding to about 120 m. The data were sampled at 4 ms and 20 s was the length of the processed records.

## 2.2 The high resolution land profile

A high resolution seismic line (A1) was acquired by the University of Trieste in 2006 onshore Grado–Marano Lagoon (N-E Italy, Fig. 2). The study was commissioned by Regione Friuli Venezia Giulia–Geological Service for the inventory of the local geothermal resources. The primary objective was to identify aquifers of geothermal interest, through the characterization of the geological and hydro-geological structures of the subsoil, constituted by an alternation of aquifers and aquitardes, typical of the lower Friuli Plain, and the delineation of the top of Paleogene-Mesozoic carbonates basement (Busetti et al., 2009).

We analyzed a selected part of the A1 line, 2 km long, composed by 98 shots, spaced every 20 m. The source was dynamite, a single charge of 75 g fired into boreholes at 3 m depth. Each shot was recorded by SN-408 instrument, 24 bits, with 120 active channels. An asymmetric split-spread layout with a total length of 620 m and with single 100 Hz natural frequency geophones, spaced at 5 m intervals was adopted. The registration length was of 1.5 s, with a sample rate of 0.5 ms, 1500% coverage.

## 3 The processing steps

The commercial software VISTA<sup>®</sup> (GEDCO) was used for the data processing and TOMO+ (GeoTomo LLC) for the velocity field definition from first breaks tomographic inversion and for static corrections evaluation. We carried out WED and the migrations (both pre- and post-stack) by using Seismic Unix package (SU), a free software developed at the Colorado School of Mines. The code (written by Salinas and based on Liu, 1995) uses a far field approximation of the Berryhills (1979; 1984) original formula.

To recall the main principles of the theory, let us consider (Fig. 3) a point  $b$

recording a zero-offset section on surface  $D_1$ . Two raypaths are shown emerging from different points on reflector  $R$  and both have been recorded at the point  $b$  on datum  $D_1$ . Let us suppose to perform the downward continuation to the new datum  $D_2$ . The point  $b$  can not be simply re-located in the point  $d$ , because two raypaths must be considered:  $L_1$  and  $L_2$ . Moreover, it is important to take in account that the time shift from  $d$  to  $b$  (equal to  $2 L_1/V$ , where  $V$  is the seismic wave velocity) is different from the time shift from  $c$  to  $b$  (equal to  $2 L_2/V$ ) because of the geometry of the  $D_2$  (Berryhill, 1979).

### **3.1 Application to OBS seismic data**

The seismic prospecting offshore Peloponnese was primarily addressed to recognize the different features which could correspond to separate underground bodies: 1) images indicating the subduction of the Ionian domain characterized by a crust-mantle transition exceptionally reflective in several seismic profiles; 2) the stack of the overthrusting Hellenides nappes forming an upper plate limited by a basal detachment interval; 3) signatures of faults cutting the upper plate or the whole crust.

OBS recordings are usually processed as wide-angle data with a forward modeling and iterative travel-time inversion (e.g. Zelt and Smith, 1992) in order to get individual layers velocity and interfaces depths. Our purpose was to use both refracted and reflected arrivals in order to build first a reasonable velocity model and then a seismic image of the subsoil structures. Concisely, the processing consists in two steps: velocity model building by refraction data analysis and processing of OBS data to obtain a seismic section.

First arrival times of the refracted events were inverted using TOMO+2D software to create a near surface velocity model by an iterative method of ray-tracing and travel times calculation. In the tomography inversion we used 65 m wide square cells corresponding to half shots distance; the algorithm is based on the minimization of difference among calculated and observed travel times which correspond to an offsets range from 3 to about 40 km. The total numbers of picks

was 20 143. Forward ray-tracing modeling was used in order to obtain a reliable initial model attaining the final model after 25 iterations. The bathymetry was included in the ray tracing and the water velocity was considered constant and equal to 1500 m/s.

The velocity model (Fig. 4) shows the presence of a basin characterized by low velocities (about 2700-3100 m/s) near the surface in the SW part of the profile. Moving towards NE (in the segment included in the frame of Fig. 4), the sea bottom becomes shallower and layers with high velocity (more than 5500 m/s) are identified with a strong gradient in the first 2500 m below the sea floor. Note that the reliability of the velocity model at depth depends on two factors: the velocity of the upper sediments and the maximum offset. In fact, the presence of shallow high velocity layers requires very long offset determining the velocity field in the deep crust. Consequently, the depth reliability of the velocity model is higher in the SW part with respect to the NE part, due to the presence of a high velocity body (believed to represent the thrusts of platform carbonates of the Gabrovo-Tripolitza formation and of its basement) starting from OBS number 18. This body maintains high velocity values reached at 3-4 km below sea level (from OBS n. 18 to the end of the line) and it was not possible to identify deeper interfaces. Moreover, it is important to point out that the shallow velocity structures are well defined only nearby the OBS positions.

We used a conventional procedure (vertical static correction) to re-locate the OBS from the sea bottom to the sea level by using the tomographic velocity field showed in Fig. 4. After the application of static corrections, the OBS data can be considered as conventional marine seismic profile and after a standard processing (i.e., CDP sorting and NMO corrections) we obtained a stacked section.

In order to enhance the seismic imaging and to improve the geological interpretation of the study area, we applied the WED to the OBS data of the selected profile by using the described velocity field. The choice of WED is justified by its greater accuracy compared to static corrections, especially when the OBSs are deployed in deep waters and rough sea bottom topography is present. Moreover, WED allowed us to extract more reliable information of the

seismic reflection events recorded in the OBS. Fig. 5 compares an OBS gather after static correction (left) and after the WED application (right). The comparison evidenced the improved resolution after WED and the increased signal/noise ratio.

We applied a standard processing sequence after datuming to obtain a stacked section. In particular, we applied 2-D filtering to enhance the lateral continuity of the reflections and to remove coherent noise. A time variant filter was finally utilized to improve the imaging of the stacked section. Then, to better define the real location of the geological structures, a post-stack depth migration was applied.

Fig. 6 shows the comparison between the post-stack depth migration, obtained with the WED (top) and with the statics (bottom) in the selected part of the profile. The WED produces meaningful migrated images with increased resolution, in particular in deep waters, as expected. Several reflectors (both shallower and deeper) are more evident and continuous after WED procedure respect to static procedure.

In the section of Fig. 6 – bottom some overprinted white transparent lines indicates an interpretative geological scheme with the Ionian cold and brittle crust flexured at the collision with the Hellenic one with its thrust nappes at the top. The Ionian Moho is proposed to dip eastwards reaching about 35 km depth, while a Hellenic Moho can be proposed around 20-25 km depth on the right side, in continuity with a basal detachment of the upper plate at 20 km depth on the left part of the section.

### **3.2 High resolution land data**

This data set was processed with a standard sequence. We reconstructed the geometry of the line with an in-line bin spacing of 2.5 m (half of geophones inter-distance). A notch filter to remove 50 Hz frequency, due to electric power cables, and a band-pass filter, including broad band frequencies, was applied. To

remove spikes and the air waves a trace editing and a surgical muting was performed.

The data were processed using both the standard static correction and the WED approach after reconstructing the velocity field by using tomographic inversion of the first breaks.

We created a 2D grid model with square cell of 2.5 m width for the refraction tomography inversion; totally 1052 x 60 cells, in which we fixed as constraint the maximum velocity value of 3000 m/s. The input data include 11 760 travel times' picks, corresponding to an offsets range from 7.5 to 450 m. The inversion allowed us to reconstruct a reliable velocity distribution with a good resolution till about 100 m below the surface, as reported in Fig. 7 (top), corresponding to approximately 1/4 of the maximum source–receiver offset. The final model was obtained after 40 iterations and the maximum root mean square (RMS) misfit was equal to 7 ms.

About all the charges were shot below or near the water table at 3 m depth (the elevations along the line range from + 1 m to – 0.5 m from the sea level). We are in a reclaimed area separated by embankments from the Grado – Marano Lagoon. The subsoil is there constituted by alternations of sandbanks, depressions or erosion channels filled with silty mud. As a consequence lateral velocity variations become evident in the shallower parts and they may generate artifacts on the reflecting horizons with apparent tectonic features. In fact, the western side of the line is characterized by slightly higher velocity and we can recognize two zones with low velocities (about 1200 m/s) in the intervals between shots 510-580 and 630-782 down to about 30 m depth. Below 50 m depth, these complexities disappear and the velocity field is quite uniform, with values around 1750 m/s. For this reason we decided to locate the datum plane at the depth of 50 m which still remains above our targets. Information about velocities at larger depths was obtained by constant velocity stack (CVS) analysis (Fig. 7, bottom). The main feature of the deep velocity model is represented by the lateral variation with lower velocities in the interval from shot point 400 to 550, below 500 m depth.



The tomographic inversion velocity model was used to calculate the static corrections and to perform the WED using the same input data. On the contrary, we applied two different processing after the application of the two procedures.

After static corrections, the ground roll was removed by using a FK-FX filter. The filter was defined in the FK domain with the minimum and maximum slopes calculated using the minimum and maximum apparent slowness and temporal and spatial frequency range. Then the input data, sorted by shot/receiver coordinates, and the filter were converted in FX domain. Finally the data were filtered and the output was converted back to the TX domain. It is worth to mention that theoretically this approach can not be used if the geometry is not regular, i.e. in almost all land seismic data. In presence of irregular acquisition geometries zero traces must be added to avoid numerical problems. The added traces must be removed after the filter application.

The two steps (static correction and ground roll removing) can be done contemporary applying the WED. In fact, this approach strongly attenuates the ground roll, improving the signal to noise ratio compared to the standard processing. Fig. 8 shows the original shot gather (left), after static corrections and FK-FX (centre), and after WED (right): it is evident that WED reduces ground roll much better than FK-FX filter, as said above, and reflections are better detected. Amplitude spectra are also shown (Fig. 8 bottom). Note that the original data and the data with static correction and FK-FX filter applied have very high amplitude in the lower frequency band, instead the amplitude spectrum after WED shows more uniform amplitudes in the whole frequency band. In this way the higher frequencies in the data with WED are more visible improving the resolution.

Following the above described steps, the two datasets were analyzed by using a standard processing (see the flow chart in Fig. 9) and pre-stack depth migration was applied. The results are compared in Fig. 10.

As expected, the pre-stack migrated section obtained from WED shows an improvement not only in the deeper parts (see for example the reflector at 650 m

in the depth section), but also in the shallower reflecting markers (corresponding to aquifers systems present at depths from 150 to 400 m). This is related to the attenuation of the ground roll and to the correction of the anomalous velocity distribution near the recording surface. The reflector at about 650 m (Fig. 10-top) can be associated to the top of the Paleogene platform carbonates (horizon "c") thick roughly 380m. These data were calibrated by the well Grado 1 (Della Vedova et al., 2008; Buseti et al., 2009) which was drilled to 1108 m, reaching the Mesozoic limestone close to 1000 m depth. The carbonates are folded and disrupted by thrust faults which are propagated in the Miocene terrigenous molasse (interval "m") and arrive to the near surface deposits. Aquifers are revealed by three sub-horizontal reflective intervals inside the Plio-Quaternary sediments which bottom is marked by "P".

#### **4 Conclusions**

We applied the WED approach to two different datasets: 1) offshore OBS acquisitions for deep crustal prospecting and 2) high resolution land data for hydrogeological investigations.

WED was used to transform the OBS data in standard marine seismic data in order to obtain a stacked seismic section. The refracted events were used to obtain velocity information necessary in the data processing and for lithological correlations, while the reflected echoes in the sections provide the images of the main geological structures.

The WED applied to the land seismic data represents a valid approach to attenuate the ground roll, to increase the signal/noise ratio and to improve the datum replacement of high resolution seismic data avoiding near surface velocity pitfalls. With this approach we enhanced both the reflectivity in shallow and deep part of the seismic line, the horizontal continuity of the reflecting markers and the vertical resolution.

As a final comment, WED does not require additional analysis, but the

inputs (near surface velocity model, geometry, etc.) are the same required in the standard processing.

## Figure captions

**Fig. 1:** Position map of the OBSs seismic profile, west of Peloponnese. The frame point out the presented segment.

**Fig. 2:** Position map of the high resolution seismic line A1. The frame point out the presented segment.

**Fig. 3:** The necessity of datuming: two raypaths (L1, L2), arriving at one point (detector b) on the recording surface D1, cross the surface of the new datum D2 at separate locations: c and d (Modified from Berryhill, 1979).

**Fig. 4:** Velocity field for the OBS profile from picked first arrivals and tomographic computations: the frame cut off the sector presented in this paper.

**Fig. 5:** Comparison between an OBS gather after static corrections (left) and after WED (right).

**Fig. 6:** Comparison between the post-stack depth migration, obtained with WED (top) and static (bottom) in the selected part of the OBS profile. The sketched interpretation of the seismic data identifies the lower plate (Ionian), flexured and dipping eastwards, from the upper plate with the stack of the Hellenic nappes. The scale is 1:1.

**Fig. 7:** Velocity field for the seismic line A1 down to 100 m, obtained with TOMO+ software (top) and for the complete section obtained with CVS velocity analysis (bottom).

**Fig. 8:** Comparison between shot gather 394 (left), with static correction and FK-FX filter (centre), and with WED (right).

**Fig. 9:** Processing flow chart for the seismic line A1.

**Fig. 10:** Comparison between pre-stack depth migration after WED (top) and after static corrections (bottom). The sketched interpretation with black lines on the WED section indicates some tectonic features: "c" denotes the carbonates of the deep platform, "m" the Miocene molasse, "P" marks the base of the Plio-Quaternary sediments. Three main aquifers systems are imaged at approximately 120, 250 and 350 m. The scale is 1:1.

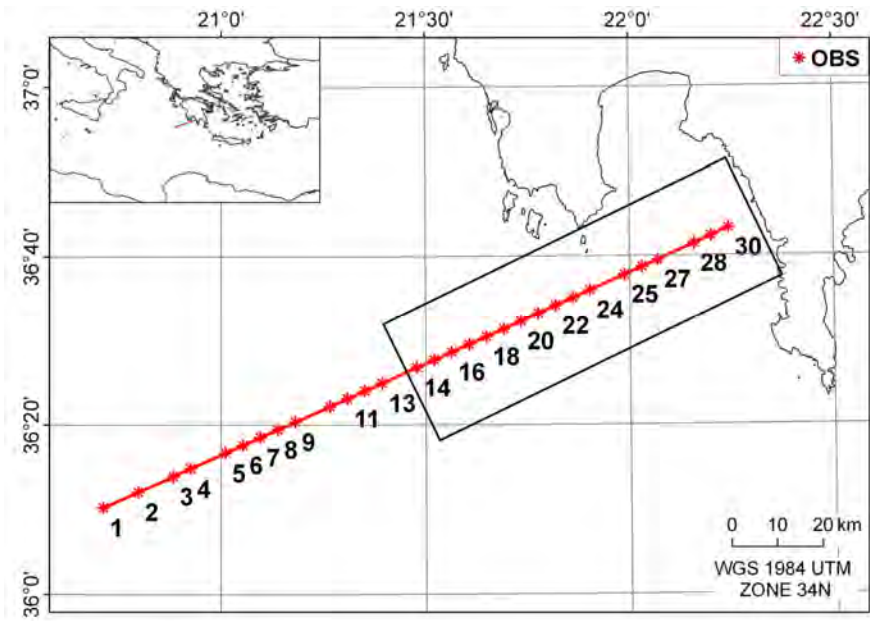


Fig. 1

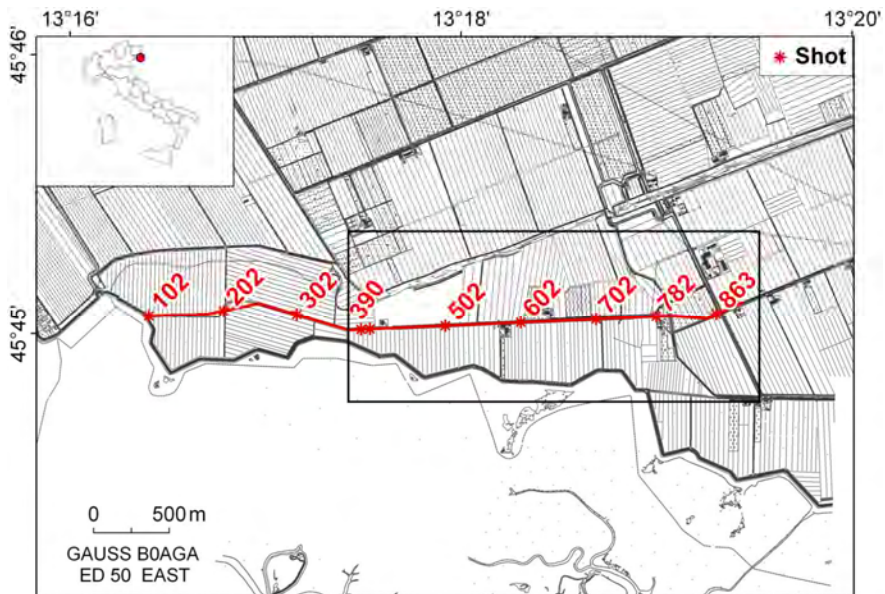


Fig. 2

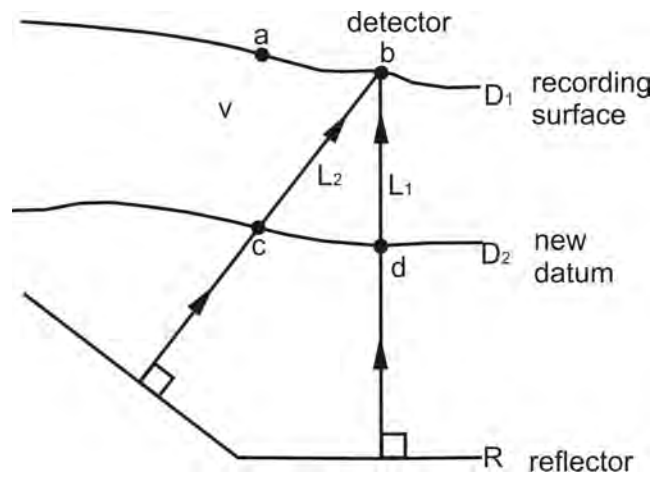


Fig. 3

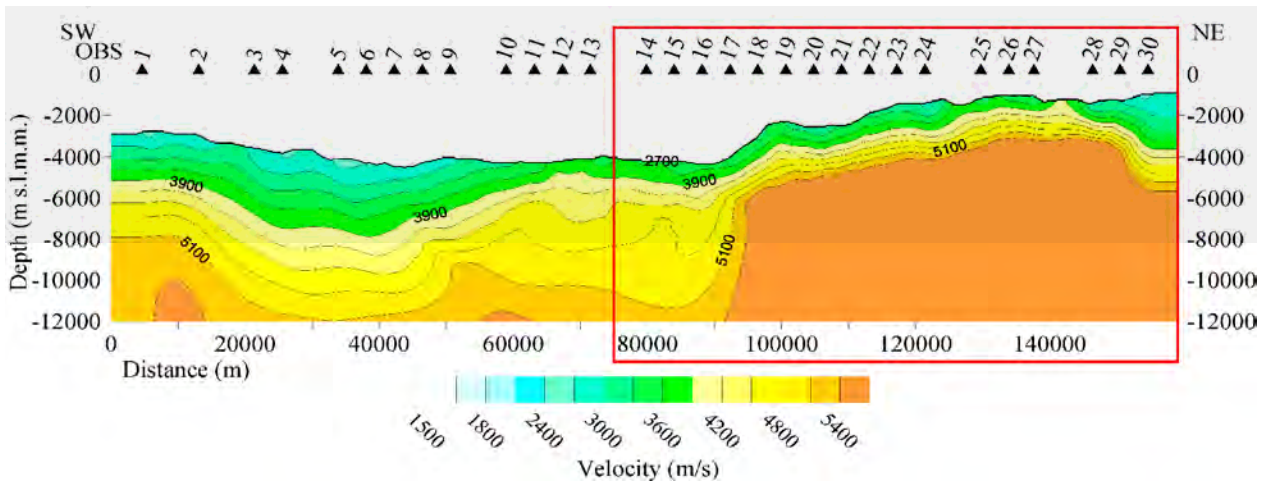


Fig. 4

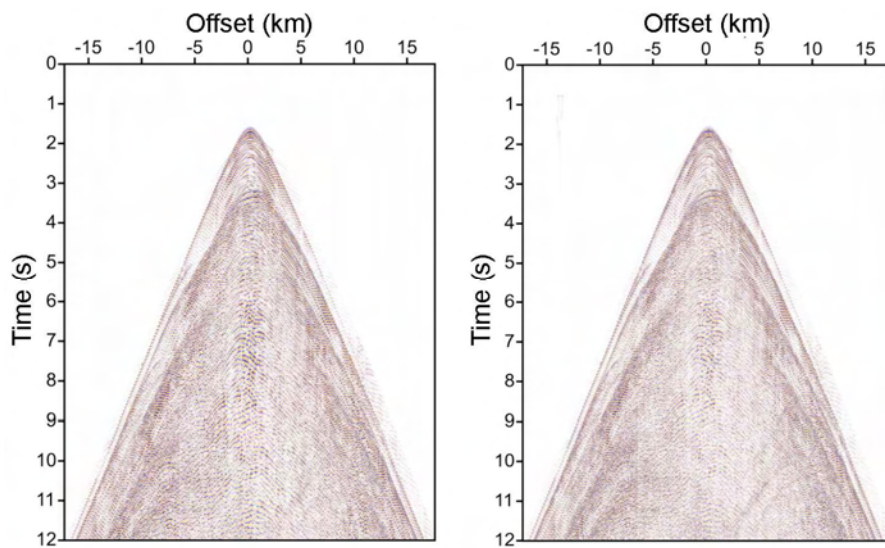
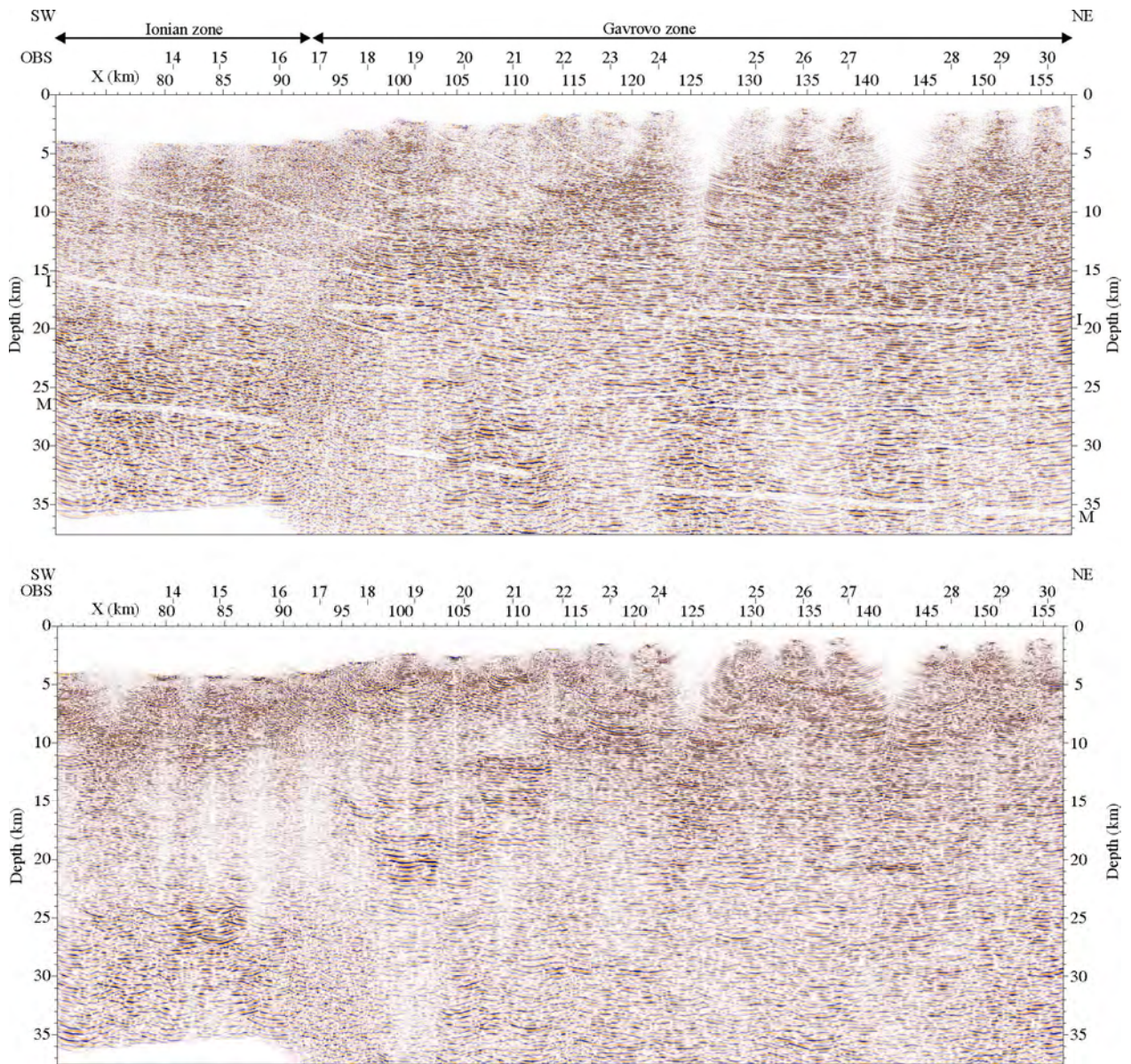


Fig. 5





*Fig. 6*

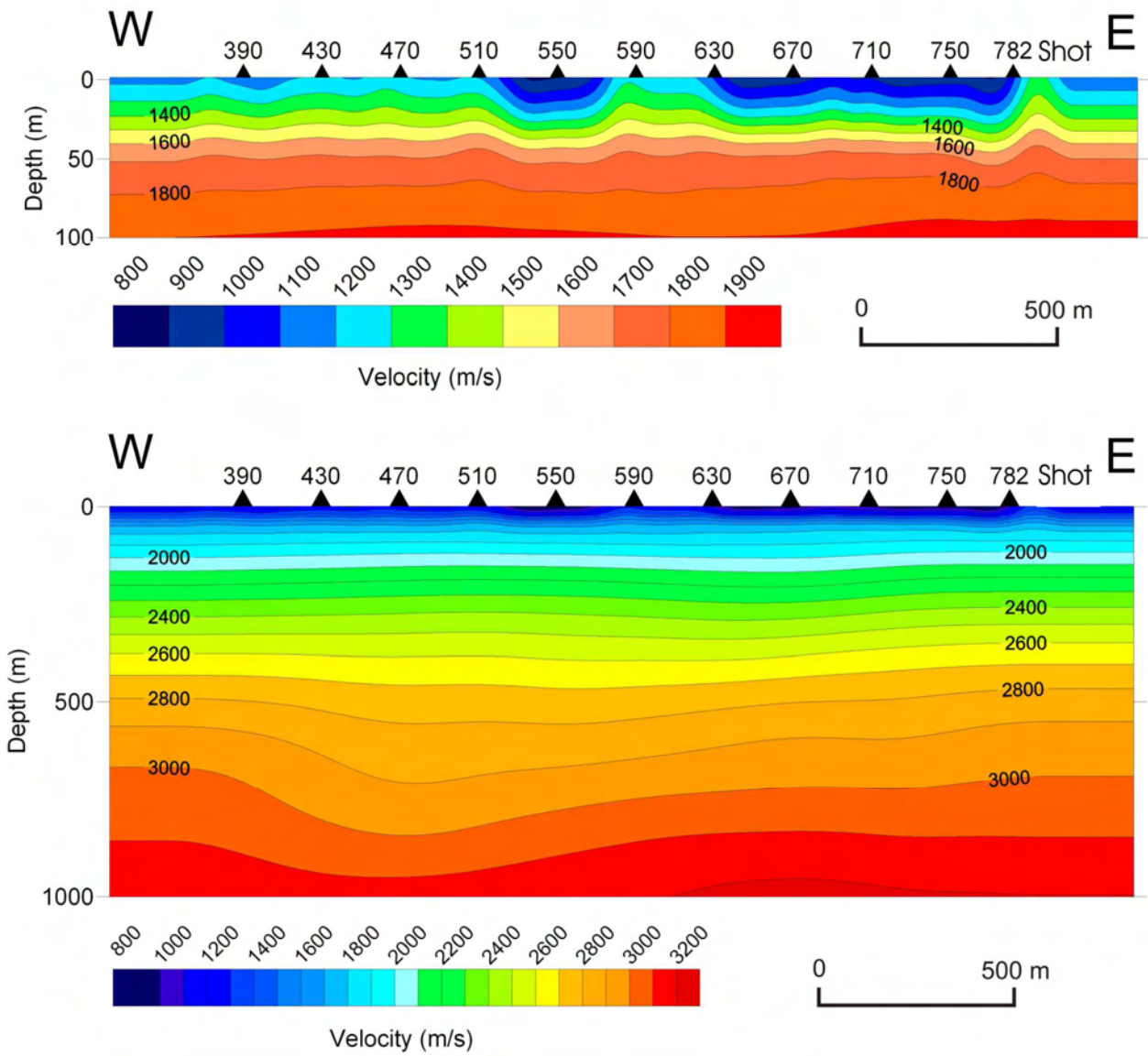


Fig. 7



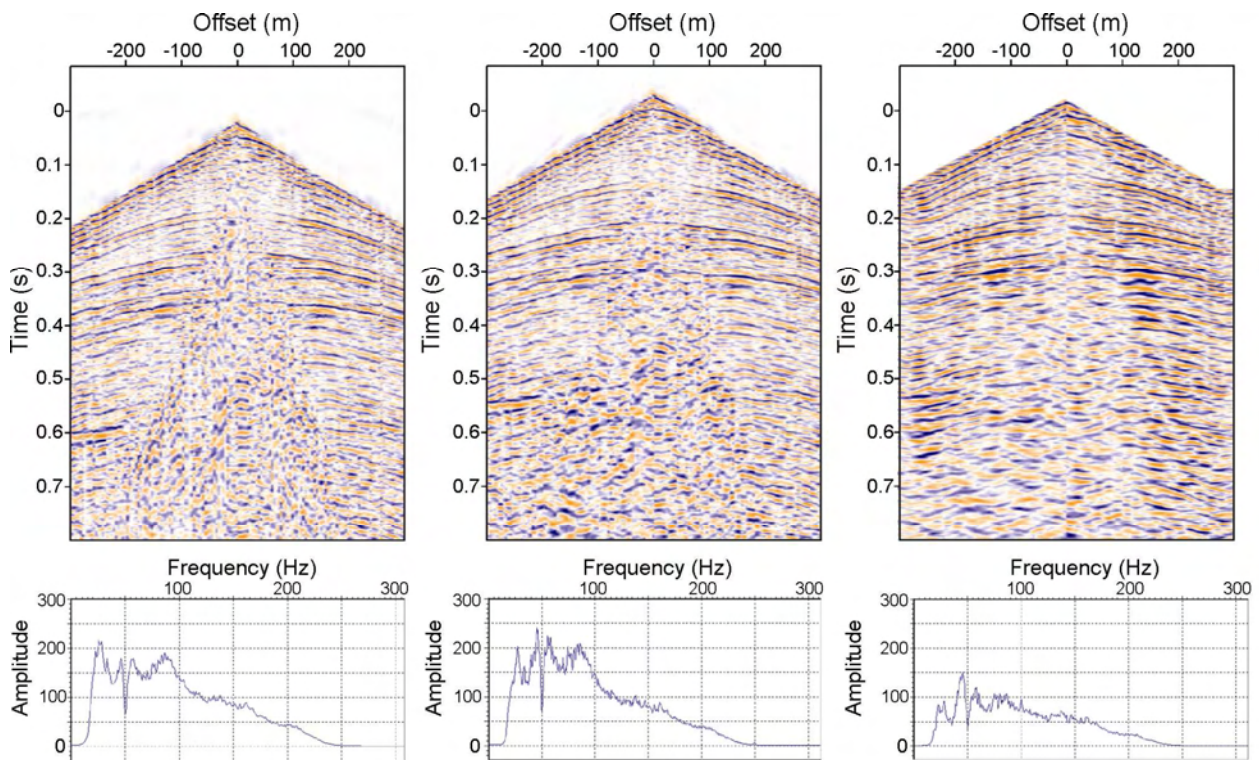


Fig. 8

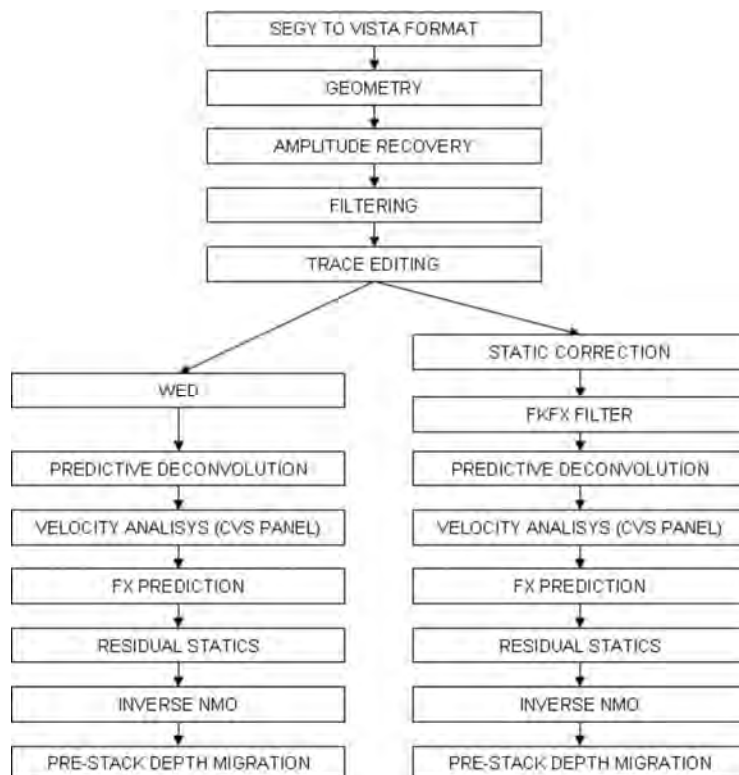
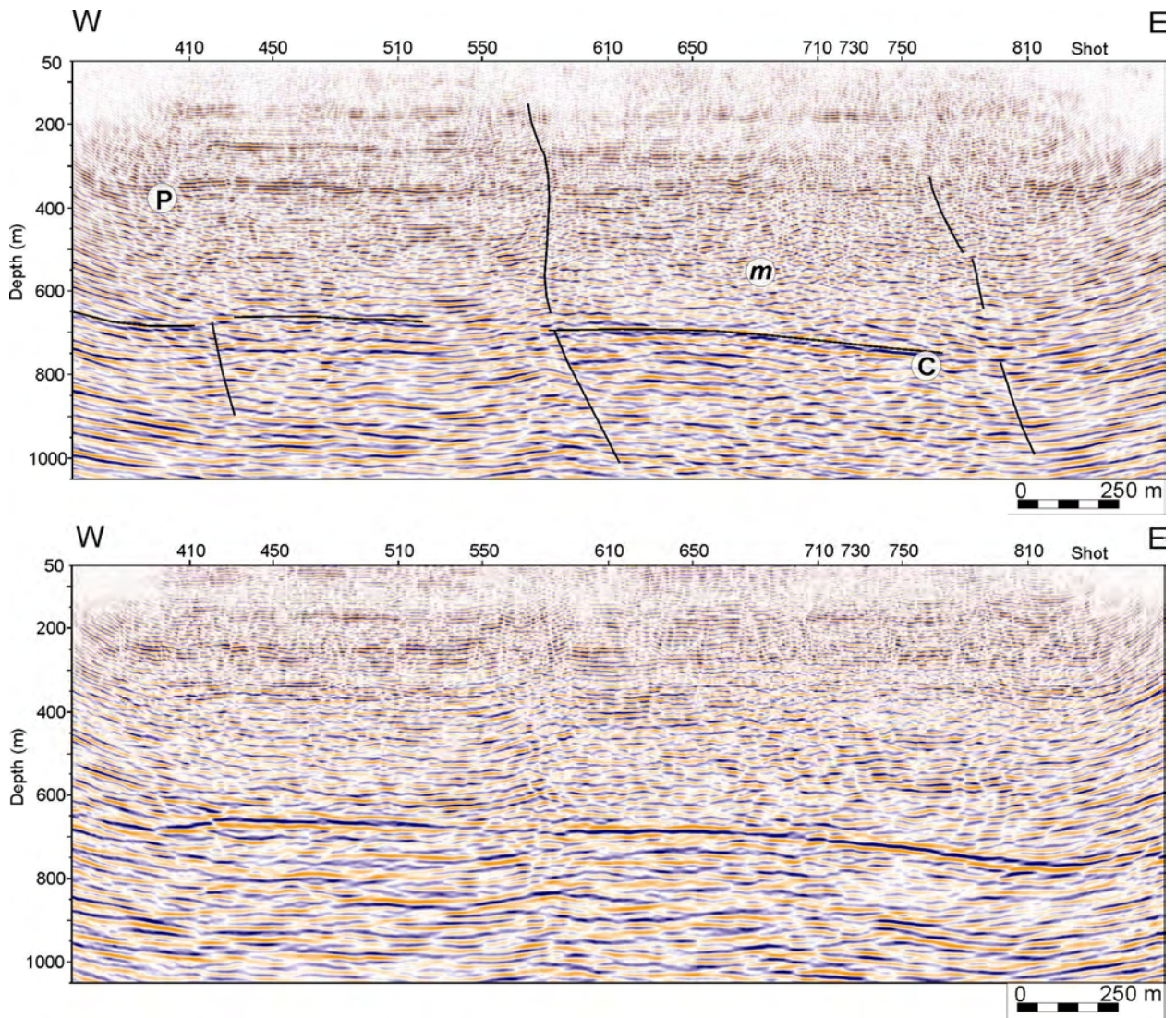


Fig. 9



*Fig. 10*

## References

- Berryhill, J. R., 1979. Wave-equation datuming. *Geophysics* 44, 1329-1344.
- Berryhill, J. R., 1984. Wave-equation datuming before stack. *Geophysics* 49, 2064-2066.
- Buseti, M., Volpi, V., Nicolich, R., Barison, E., Romeo, R., Baradello, L., Brancatelli, G., Giustiniani, M., Marchi, M., Zanolla, C., Nieto, D., Ramella, R., Wardell, N., 2009. Dinaric tectonic features in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic). *Boll. di Geof. Teor. ed appl.* 51, 2009.
- Claerbout, J. F., 1985. *Imaging the Earth's Interior*. Blackwell Sc. Publ., Oxford, 398 pp.
- Cox, M., 1999. *Static Corrections for Seismic Reflection Surveys*. Geophysical references vol. 9, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 531 pp.
- Xingfu, C., Hongbing, L., Ying, H., Hong, L., Li, Q., 2007. Wavefield continuation datuming using a near surface model. *Applied Geophysics* 4 (2), 94-100.
- Della Vedova, B., Castelli, E., Cimolino, A., Vecellio, C., Nicolich, R., Barison, E., 2008. La valutazione e lo sfruttamento delle acque geotermiche per il riscaldamento degli edifici pubblici. *Rassegna Tecnica del Friuli Venezia Giulia* 6/2008, 16-19.
- Gazdag, J., 1978. Wave equation migration with phase-shift method. *Geophysics* 43 (7), 1342-1351.
- Liu, Z. 1995. A Kirchhoff approach to seismic modeling and prestack depth migration. In: *Modeling and Migration, Annual Report*, Colorado School of Mines.
- McMechan, G. A., Sun, R., 1991. Depth filtering of first breaks and ground roll. *Geophysics* 56 (3), 390-396.
- Mjelde, R., Raum, T., Digranes, P., Shimamura, H., Shiobara, H., Kodaira, S., 2003. Vp/Vs ratio along the Voring Margin, NE Atlantic, derived from OBS data; implications on lithology and stress field. *Tectonophysics* 369 (3-4), 175-197.
- Shen, Y., Sheehan, A. F., Dueker, K. G., de Groot-Hedlin, C., Gilbert, H., 1998. Mantle discontinuity structure beneath the southern east Pacific Rise from P-to-S converted phases. *Science* 280, 1232-1235.
- Tinivella, U., Accaino, F., 2000. Compressional velocity structure and Poisson's ratio in marine sediments with gas hydrate and free gas by inversion of reflected and refracted seismic data (South Shetland Islands, Antarctica). *Marine Geology*

164, 13-27.

Van Hinsbergen, D. J. J., Van der Meer, D. G., Zachariasse, W. J., Meulenkamp, J. E., 2006. Deformation of Western Greece during Neogene clockwise rotation and collision with Apulia. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, 463-490.

Wang, T. K., Lin, S. F., Liu, C. S., Wang, C. S., 2004. Crustal structure of the southernmost Ryukyu subduction zone: OBS, MCS and gravity modeling. *Geophys. J. Inter.* 157, 147-163.

Yilmaz, O., 2001. *Seismic Data Analysis. Investigations in Geophysics vol. 1*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 1000 pp.

Zelt, C. A., Smith, R. B., 1992. Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.* 108, 16-34.

Zillmer, M., Flueh, E. R., Petersen J., 2005. Seismic investigation of a bottom simulating reflector and quantification of gas hydrate in the Black Sea. *Geophys. J. Int.* 161, 662-678.



## Dinaric tectonic features in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic)

M. BUSETTI<sup>1</sup>, V. VOLPI<sup>1</sup>, R. NICOLICH<sup>2</sup>, E. BARISON<sup>2</sup>, R. ROMEO<sup>1</sup>, L. BARADELLO<sup>1</sup>,  
G. BRANCATELLI<sup>2</sup>, M. GIUSTINIANI<sup>1</sup>, M. MARCHI<sup>1</sup>, C. ZANOLLA<sup>1</sup>, N. WARDELL<sup>1</sup>,  
D. NIETO<sup>1</sup> and R. RAMELLA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste, Italy*

<sup>2</sup> *Università degli Studi di Trieste, Trieste, Italy*

(Received: February 16, 2009; accepted: September 08, 2008)

**ABSTRACT** Seismic investigation in the Gulf of Trieste allows the identification of the extension and activity of the External Dinarides tectonic structures. The Gulf of Trieste belongs to the Adriatic Apulian foreland, consisting of the tilted Paleocene - Mesozoic carbonate platform overlaid by the Eocene foredeep *Flysch* deposits and by recent Quaternary sediments. The data set consists of 250 km of multichannel seismic profiles, 16 km of high resolution data, collected offshore, and 5 km of multichannel seismic profiles collected onshore since 2003. The main tectonic features identified in the study area are: a) the Trieste Fault zone, occurring on the Karst coastal front, up to 2-3 km offshore; it is a Dinaric thrust system with about 1400 m of total vertical displacement in the carbonates, possibly affected by neotectonic activity; b) Dinaric frontal thrusts, present in the Gulf of Trieste and in the Lower Friuli Plain, deforming the *Flysch* sequence and producing low angle faults in the carbonates; c) occurrence of possible NE-SW faults dissecting the Dinaric thrusts.

### 1. Introduction

The geophysical investigation of the Gulf of Trieste began in the '60s with high resolution single-channel sparker surveys that provided the mapping of the seafloor morphologies (Mosetti 1966) and the identification of the sandstone-bedrock surface (Mosetti and Morelli, 1968), near the top of the *Flysch*, and two seismic refraction profiles that identified the marker of the carbonates at about a 1000 m depth, close to the coast and disrupted by faults (Finetti, 1965 and 1967). This was the only geophysical data set published until the CROP M-18 multichannel seismic profile was acquired for crustal investigation in 1995 (Scrocca *et al.*, 2003; Finetti and Del Ben, 2005).

The geological setting, and, in particular, the offshore tectonic features, were mainly inferred from the onshore geological information and scarce geophysical data (Cavallin *et al.*, 1978; Carulli *et al.*, 1980; Carulli 2006; Carobene and Carulli, 1981).

About 250 km of multichannel seismic profiles were acquired in the Gulf of Trieste in 2005. This data set identifies the setting of the Carbonate Platform, the overlying *Flysch* draped by Pleistocene sediments and the occurrence of the main tectonic features (Busetti *et al.*, in press).

In this paper, we examine the tectonic structures of the area, in particular the Dinaric thrusts, identified both offshore in the Gulf of Trieste and onshore. Moreover, the data provide some constraints regarding the location of the thrust faults of the Karst, and its neotectonic activity.

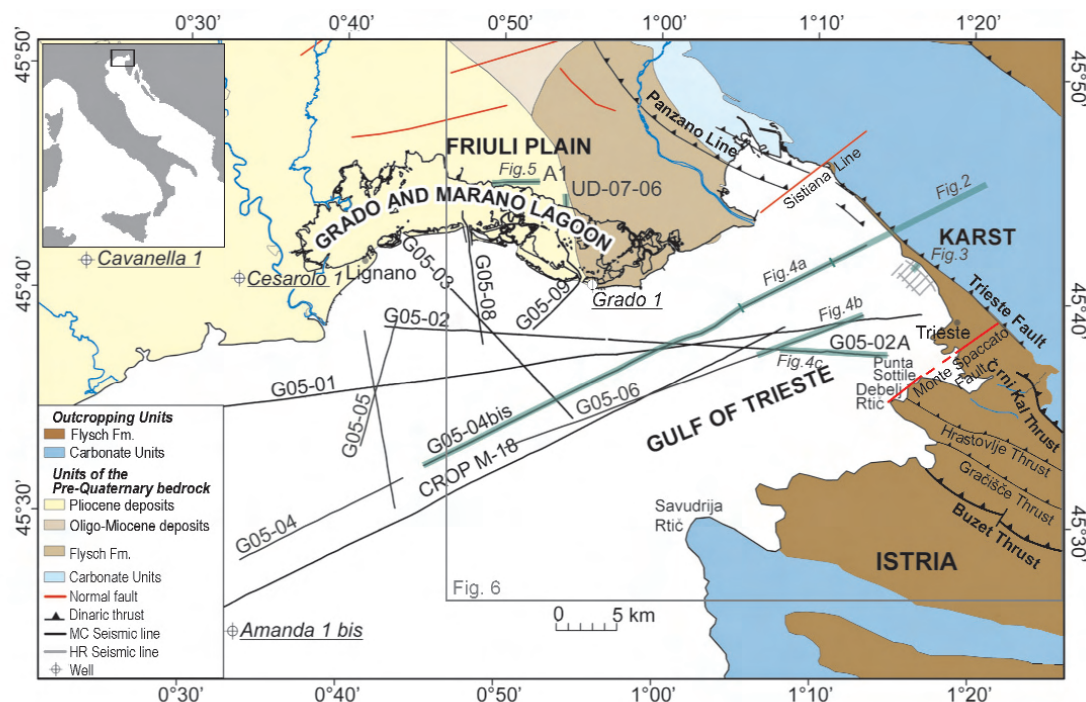


Fig. 1 - Position map of the multichannel (MC) seismic lines acquired offshore and onshore (black line) and the high resolution (HR) seismic collected near the coast (grey line). Outcropping units and units of pre-Quaternary bedrock from Nicolich *et al.* (2004), Panzano Line from Carulli *et al.* (1980) and Nicolich *et al.* (2004), Trieste Fault from Carulli *et al.* (1980), Sistiana Fault from Carulli *et al.* (1980) and Nicolich *et al.* (2004), Monte Spaccato Fault from Cavallin *et al.* (1978) and Carobene and Carulli (1981), Buzet, Gračišče, Hrastovlje and Crni Kal Thrusts from Placer (2007).

## 2. Geologic setting

The Gulf of Trieste, together with its surrounding onshore areas (Istria, Karst and Friuli Plain) is part of the Adriatic Apulian foreland. It is composed of the Mesozoic Adriatic Carbonate Platform (*sensu* Vlahović *et al.*, 2005), Paleocene-Eocene carbonates and Eocene Flysch, outcropping onshore and buried below the Late Cenozoic sediments of the Friuli Plain (Fig. 1).

The western paleo-shelf margin of the Friuli Carbonate Platform (middle Jurassic-lower Cretaceous), orientated NW-SE with NE-SW saw-tooth trends, is presently located between the Friuli and Venetian plains (Cati *et al.*, 1987; Casero *et al.*, 1990; Nicolich *et al.*, 2004) and continues through the Gulf of Trieste, shallowing up to the limestone outcrops of the Salvore Point (Savudrija Rtič in Istria, Croatia) (Busetti *et al.*, in press). The tectonic flexure induced by the building of the south-vergent belt of the eastern Southern Alps, provided the tilting of the Friuli Platform. At present, in the Grado - Lignano coastal area, the carbonate platform rises to about 600-700 m below sea level (b.s.l.), and down to over 3500 m b.s.l., towards the North/North-West, at the front of the Alpine thrusts (Nicolich *et al.*, 2004). Similarly, in the Gulf of Trieste, the carbonate platform dips eastward, from a 300-500 m depth at the shelf margin to the west down to more than 1200 m b.s.l. close to the coast and the Karst plateau, and is covered

by the *Flysch* sequence (Busetti *et al.*, in press).

The Gulf of Trieste, being the Dinaric foredeep, was filled by the turbidites of the *Flysch* formation (Eocene) and by Paleocene-Early Eocene carbonates both outcropping along the Trieste coastal front and in Istria and drilled in the Grado-1 well (Della Vedova *et al.*, 2008). During the Late Oligocene - Miocene, the South Alpine compressional phase determined the continental to coastal deposition of the so-called Cavanella (Aquitani to Langhian) and Molassa (Late Miocene).

During the Messinian, a complex interplay between the marine regression and the compressional events induced the sub-aerial exposure of the northern Adriatic (Fantoni *et al.*, 2002). In the Gulf of Trieste, this reflects in the development of the erosion of the *Flysch* formation (Busetti *et al.*, in press), resulting in a surface with a complex morphology with valleys and highs characterised by terraces and escarpments (Mosetti and Morelli 1968). The Messinian erosion was followed by a marine transgression, with deposition of draping Pliocene terrigenous and marine sediments. Another erosive episode occurred in the Early Pliocene (Fantoni *et al.*, 2002).

Dinaric structures are present, on land, in Eastern Friuli, with buried thrusts below the plain, one of which is thought to continue offshore in the Gulf of Trieste, 3-4 kilometers from the coastline (Cavallin *et al.*, 1978; Carulli *et al.*, 1980; Carulli 2006), as the “Golfo di Panzano – Baia di Muggia Line” (Carobene and Carulli, 1981). Del Ben *et al.* (1991) suggest that the “Trieste Fault” should correspond to the Karst frontal thrusts, as a result of the transpressive deformation with a consistent dextral strike-slip component, generated in Middle-Alpine orogeny (Paleogene) and reactivated during the Neo-Alpine phase. Placer (2008) hypothesizes that the Trieste Fault continues in Slovenia as the *Arni Kal* thrust fault. Busetti *et al.* (in press) inferred from seismic data that the Karst coastal front and the 2-3 km offshore belt, can be regarded as an accommodation zone of the Karst Dinaric thrust system with a vertical component of about 1400 m.

A main tectonic feature, with thrusts and backthrusts having a SW and SE dip in the westward and eastward side respectively, crosses the Gulf of Trieste with a NW-SE orientation (Busetti *et al.*, in press). The authors refer to this structure as the continuation of the onshore Tinjan Structure (in the hanging wall of the western Hrastovlje Thrust) present in the *Flysch* outcroppings in the Istria peninsula (Placer, 2005). Moreover, Placer *et al.* 2004, proposed the more external Buzet Thrust Fault (Fig. 1), again in the *Flysch* sequence, to be the outermost SW margin of the Karst Thrust Edge.

NE-SW faults, the Sistiana and Monte Spaccato Faults, are present on the northern and southern part of the Karst (Cavallin *et al.*, 1978; Carobene and Carulli, 1981).

### 3. The seismic data

The seismic data set, with various levels of resolution, consists of 250 km of multichannel seismic (MCS) profiles and 16.2 km of high resolution (HR) single-channel seismic profiles (Fig. 1).

The MC seismic data consist of: a) 158.6 km of seismic profiles acquired by R/V OGS Explora in the Gulf of Trieste, 26 km acquired across the Lagoon of Grado and Marano by OGS

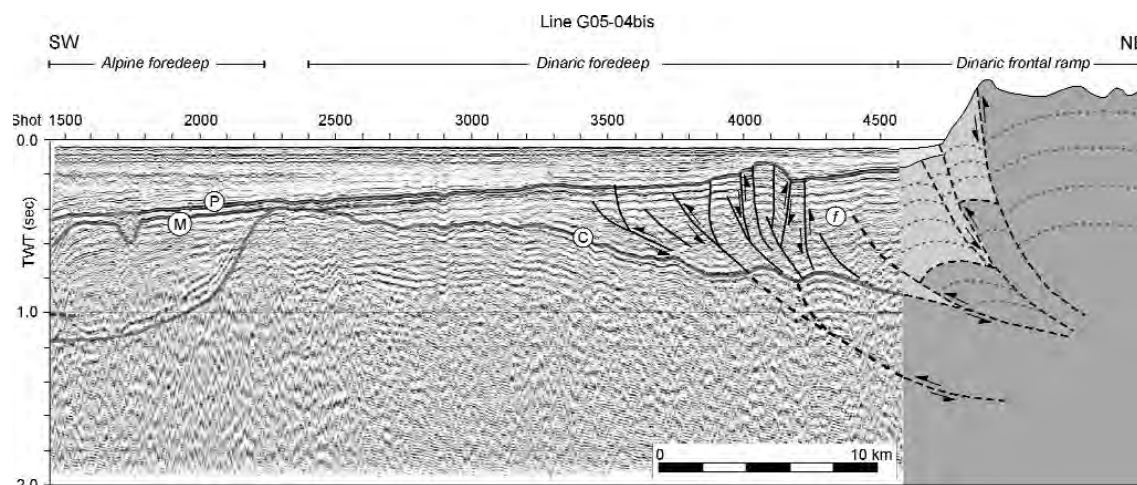


Fig. 2 - Multichannel seismic profile G05-4bis across the Gulf of Trieste (modified after Busetti *et al.*, in press). The Friuli Carbonate Platform (top reflector indicated by "C") is flexured below the External Dinarides frontal ramp down to 900 ms (about 1200 m). The shelf margin to the west is the highest area of the platform at 400 ms (about 350 m). The Friuli Carbonate Platform is overlain by the Eocene *Flysch* terrigenous sequence "f", filling the Dinaric foredeep and affected by thrusts. Plio-Quaternary marine sediments drape the Messinian erosional surface "M" in the western part, while an erosional episode "P", due to the Pliocene marine regression, affected the overall area, as the final Pliocene-Pleistocene marine transgressional phase. Onshore geological section modified after Carulli (2006).

and 4 km acquired on land by the University of Trieste. This whole data set was collected in 2005 in the framework of a study commissioned by the Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia - Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici – Servizio Geologico; b) 58.85 km of seismic profiles acquired in the Gulf of Trieste in 2005 by OGS Explora; c) 1.1 km onshore seismic profile collected by OGS in 2007 in the framework of the VECTOR project (one of the FISR Programs).

A preliminary standard processing was applied to the seismic data; consequently, considering the different types of seismic signal, a post-stack deconvolution (spike and fxdecon) was then applied to the offshore data, whereas pre-stack migration was used to depth convert the land data.

The main lithological units in the off-shore multichannel seismic profiles (Busetti *et al.*, in press) were calibrated with the closest exploration wells, Cavanella-1 and Cesarolo-1 on land, and Amanda-1bis offshore (AGIP 1972, 1977 and 1994), together with published oil exploration seismic profiles (Amato *et al.*, 1977; Casero *et al.*, 1990) and the deep crustal seismic profile CROP M-18 (Fantoni *et al.*, 2003; Finetti and Del Ben, 2005; Scrocca *et al.*, 2003). Onshore, the seismics were calibrated with the Grado-1 well, drilled in 2008. The well recovered Mesozoic platform carbonates from a bottom depth of 1108 to 1001 m, Paleocene-Eocene carbonates from 1001 to 616,5 m, the presumed Miocene Molassa from 616,5 to 280 m and, above, Quaternary sediments. A main fracture zone, at 736-740 m to the bottom depth was found (Della Vedova *et al.*, 2008).

The high-resolution, single-channel data set consists of 16.2 km seismic profiles recorded by OGS in 2003, with a boomer source, close to the coast of Trieste (Fig. 1). The seismo-stratigraphy of the single channel data were calibrated with four 14-27 meter long cores located some tens of



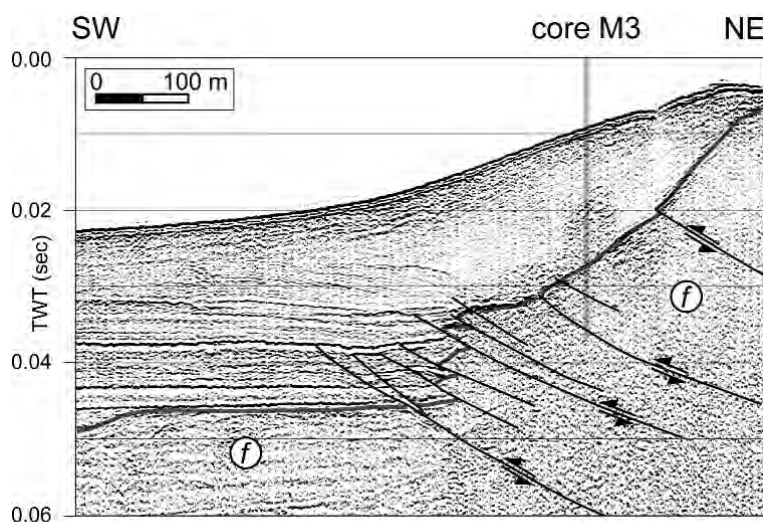


Fig. 3 - Offshore, single-channel, high-resolution profile showing inverse faults in the *Flysch* (calibrated with the core M3) overthrusting the Late Quaternary marine sediments.

meters from the coast and crossed by strike profiles. The cores recovered marine sediments, and *Flysch* from the bottom.

#### 4. Results

Offshore, seismic data show the occurrence of tectonic deformation characterised by folds and faults, both in the carbonate and in the *Flysch* sequences (Fig. 2).

The carbonate sequences are tilted, going from 300-400 m (0.4 s Two-Way-Time, TWT) deep to the West at the shelf margin, to almost 1200 meters (0.9 s TWT) deep near the eastern coast (Fig. 2). The carbonates are characterised by gentle folds ranging from several hundreds of metres to 2-3 km wide and up to 100 m high. The wider folds, together with the occurrence of faults, are evident mainly in the eastern part of the G05-04bis seismic profile (Fig. 2).

Eastward, close to the coast of the Karst, the *Flysch* sequence shows a deformation with gentle folds. The top of the *Flysch*, identified in the high-resolution seismic profiles collected near the coast and calibrated with the cores, shows a morphology characterised by escarpments and erosional surfaces some hundred meters wide (Romeo, 2009). The escarpment closest to the coastline, with an overall step of about 15 meters, shows inverse faults disrupting the *Flysch* and probably also onlapping the Late Quaternary sediment (Romeo, 2009), (Fig. 3). Iso-oriented faults in the *Flysch*, with a 10°-20° dip, filled by calcite, also occur in the cores.

Tectonic deformation in the *Flysch* sequence is characterised, in its deepest part, by thrusts and folds up to 1 kilometer wide and up to some hundred meters high. Most of the thrusts are westward vergent and terminate at the base of the *Flysch* without disrupting the underlying carbonate; usually, they appear not to be concordant with those in the underlying carbonate (Fig.

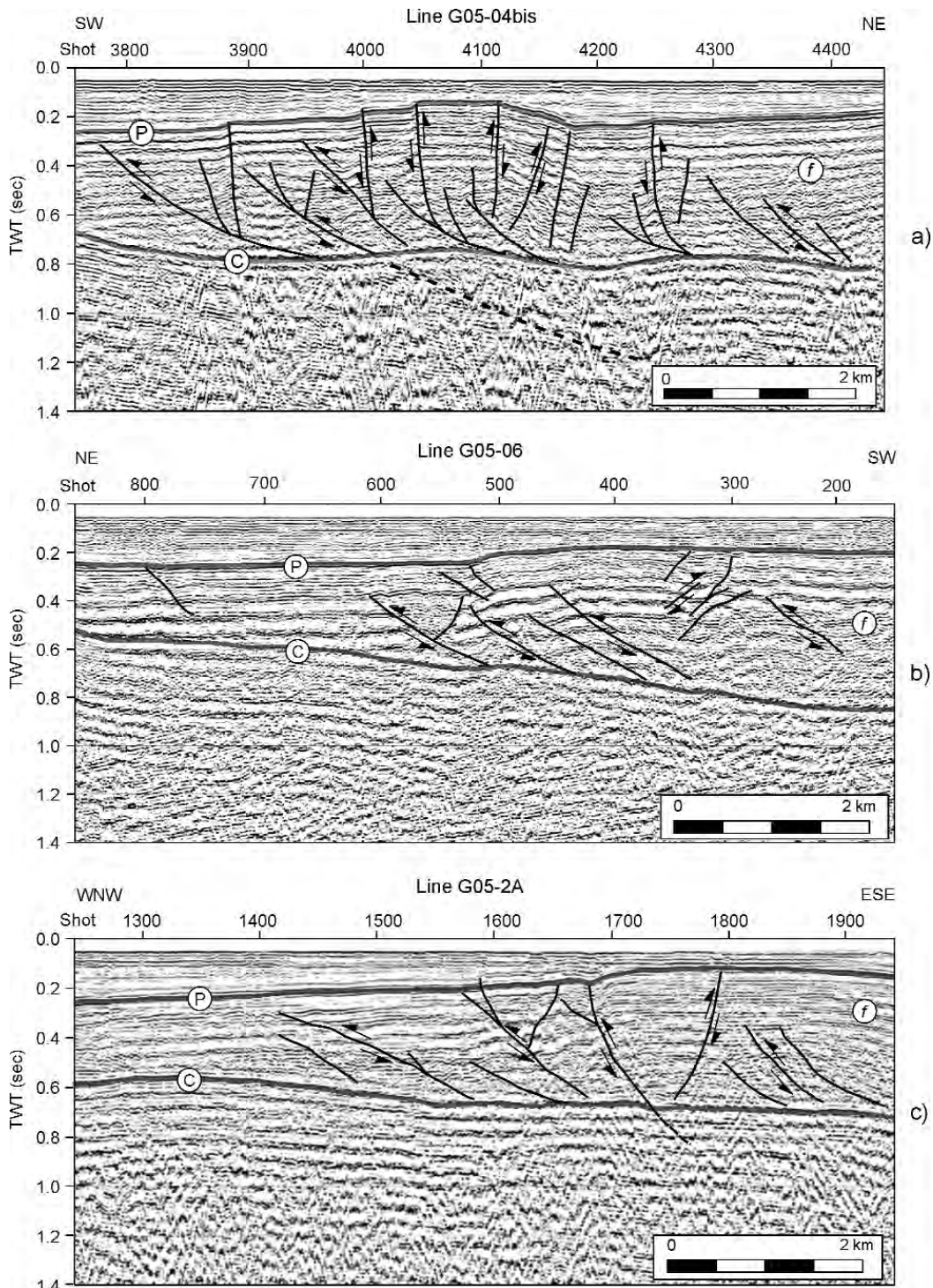


Fig. 4 - Offshore multichannel seismic profiles a) G05-04bis, b) G05-02A and c) G05-06 across the tectonic deformation of the *Flysch* sequence “f”. The underlying Friuli Carbonate Platform (top reflector “C”), exhibits a gentle fold with low angle faulting. The *Flysch* “f” is affected by thrusts with the detachment level along “C”, top of the carbonate. The erosion surface “P”, that includes the Messinian and Lower Pliocene erosive phases, in a) is affected by a fault escarpment up to 30 m high.



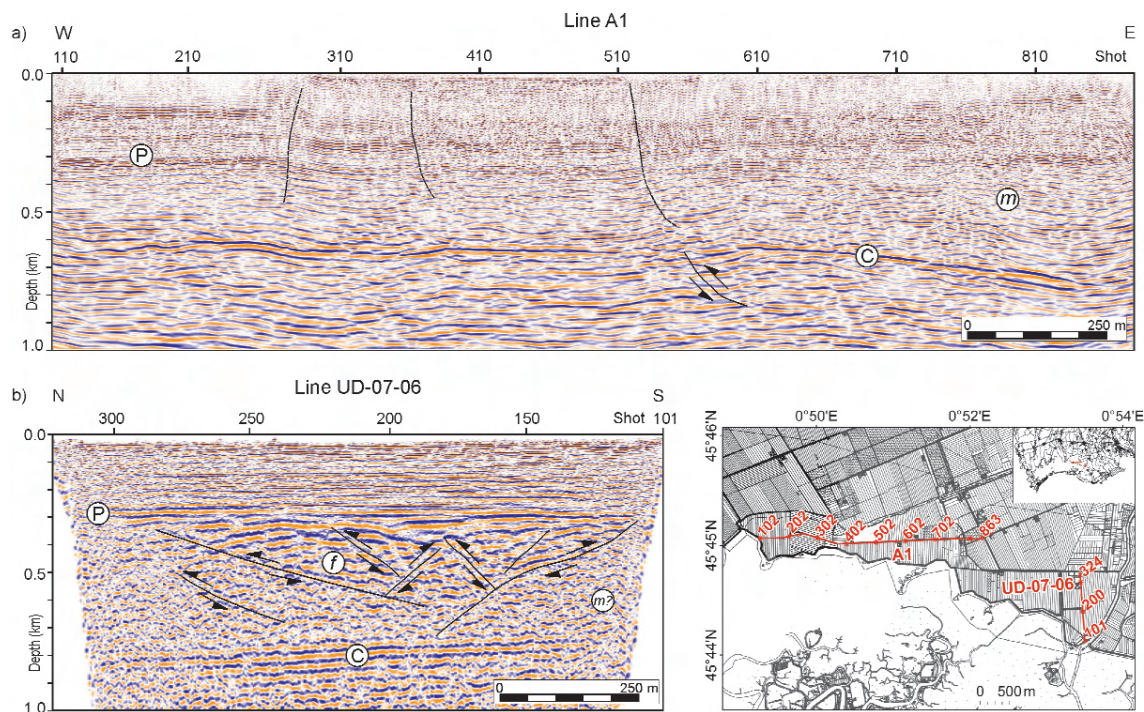


Fig. 5 - Onshore multichannel seismic profiles: a) the East-West line A1, recorded with explosive source and depth converted with pre-stack migration, and b) the North-South line UD-07-06, acquired with a mini-vibrator source, and depth converted. In Fig. 5a, “C” represents the carbonate, probably of Paleocene-Eocene age, cored at the same depth (about 600 m) in the Grado-1 well, but the presence of sandstones and conglomerates of the Cavanella formation (Late Oligocene – Middle Miocene) cannot be excluded; “m” indicates the Miocene deposits (Molassa) and “P” marks the base of the Plio-Quaternary sediments, on both profiles. The reflecting markers are gently folded, probably disrupted by a thrust fault on the eastern side and with two structural highs to the east and west, respectively, and accommodating a gentle structural depression in the middle between SP 300 and 550. In Fig. 5b, at 700-800 m depth, a high-amplitude horizon gently dipping northward should represent the top of the carbonates “C”. The sequence “f” is characterised by folds and faulted high-amplitude reflectors with a character similar to the *Flysch* units occurring offshore. The seismic facies of the interval between the carbonates and the Pliocene unconformity is quite different on the two seismic profiles, as the *Flysch* probably overthrusts the Molassa sequence “m” in an area located between the two profiles.

4).

The main zone of deformation in the *Flysch* is represented by a tectonic feature crossing the Gulf of Trieste with a NW-SE orientation, characterised by folds and SW-verging thrusts (Figs. 2 and 4). A more intense and recent deformation is present in the north-western part, where fault escarpments of about 30 meters cut the Messinian/Early Pliocene erosional surface. The carbonates display a gentle fold about 4 km wide and possibly disrupted by a low angle fault (Fig. 4a).

Onshore, on the internal side of the lagoon, both seismic profiles, exhibit, a series of high-amplitude, subparallel horizons acoustically similar to the top of the carbonate in the offshore profile (Fig. 5) at a 600-800 m depth. These reflectors are probably the Paleocene-Eocene carbonates occurring in the Grado-1 well. In the 4 km long E-W pre-stack migrated line A1 (Fig. 5a), the horizons are gently folded and faulted, whereas in the 1,1 km long N-S UD-07-06 profile

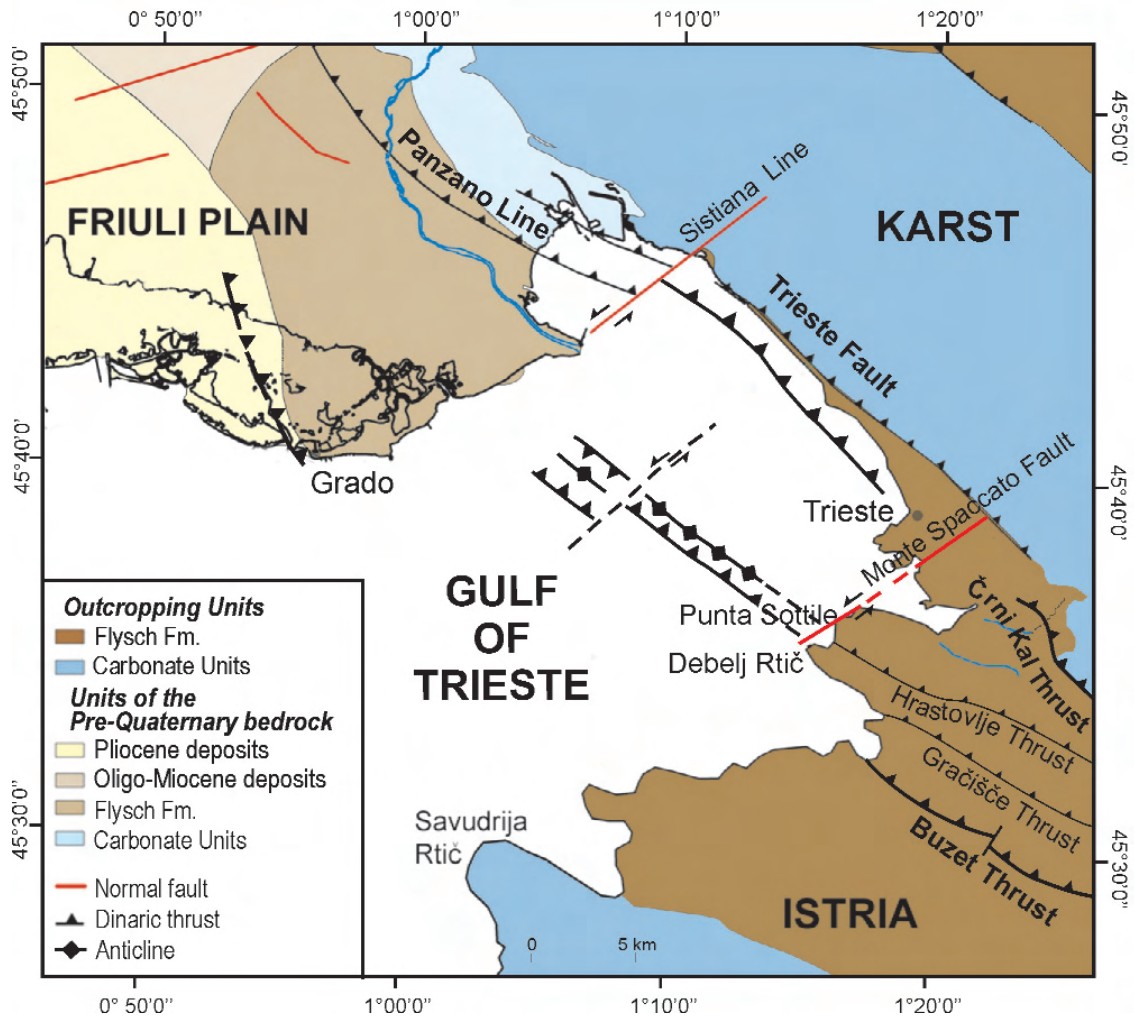


Fig. 6 - Tectonic sketch map of the Gulf of Trieste and surrounding areas with the Dinaric Thrust system and the NE-SW faults. See Fig. 1 for reference of onland geology.

(Fig. 5b) these horizons are gently dipping northward, without any deformation. The interval between the carbonates and the Pliocene unconformity presents different seismic characteristics along the two onshore profiles. On the A1 seismic line (Fig. 5a), the interval is characterized by low- amplitude and high-frequency reflectors, interrupted by gentle folds, faults and thrusts providing the occurrence of two structural highs in the eastern and western part, respectively, with a gentle structural low in the middle (between Shot Point 300 and 500). On profile UD-07-06 (Fig. 5b), the sequence above the carbonates is characterised by folds and faulted, high-amplitude reflectors, more similar to the *Flysch* sequence occurring offshore.

Above the carbonates, on the A1 seismic line, the sediments are deformed by gentle folds, faults and thrusts providing the occurrence of two structural highs in the eastern and western part,

respectively, with a gentle structural low in the middle (between Shot Point 300 and 550).

## 5. Discussion

The eastern coast of the Gulf of Trieste represents the accommodation zone of the Karst Dinaric thrust system with an overall vertical component displacing the carbonate sequence of about 1400 m (Busetti *et al.*, in press). The Panzano Line was thought to continue offshore (Cavallin *et al.*, 1978; Carulli *et al.*, 1980; Carobene and Carulli, 1981; Carulli 2006), approximately 4 km from the coast. No seismic evidence of significant thrusts exists offshore along the supposed prosecution of the Panzano Line. Instead, the main fault zone in the gulf is located from the Karst coastal front to 2-3 km offshore (Busetti *et al.*, in press). The Panzano Line and the Trieste Fault are shifted apart by 1-2 km by the NE-SW Sistiana Fault, a normal fault with a left transcurrent component (Fig. 6). The high-resolution profiles close to the coast, show recent tectonic activity of thrusts with strands in the *Flysch* sequence, overthrusting the Late Quaternary unconsolidated sediments (Romeo, 2009).

The main tectonic feature deforming the *Flysch* sequence has a North-West/South-East orientation with thrust folds dipping NE and evidence of backthrusting in the northern part (Fig. 6). The Dinaric orientation and dip of the faults are the same as the NW-SE thrust fault of the Hrastovlje Thrust in Istria within the *Flysch* (Placer, 2005). As suggested by Busetti *et al.* (in press), the offshore compressional structure is linked to the onshore thrust. However, the tops of the hills on land have ~200 m of elevation while offshore the top of the *Flysch* lies at an ~120 m depth. The difference in elevation could be related to the NE-SW fault, located in the coastal area of Debelj Rtiã and Punta Sottile, dissecting the onshore, from the offshore thrust fault. Its occurrence was hypothesized as the continuation along the Istria coast of the right transcurrent fault of Monte Spaccato in the Karst (Cavallin *et al.* 1978 and Carobene and Carulli, 1981). In the Debelj Rtiã and Punta Sottile area, the data confirm the main normal component of the fault, even if the right transcurrent component cannot not be excluded. Moreover, the ~1 km shift in the direction and the different pattern of deformation between the southern part (NW dipping thrusts) and the northern part (NW dipping thrusts and SE dipping backthrusts) suggest that the feature is probably segmented by a NE-SW transcurrent fault system, that separated two zones with different tectonic regimes. This hypothesis is also supported by the more intense internal deformation in the northern sector where the Plio-Quaternary tectonic activity produced faults with throws of up to 30 m at the Messinian/Early Pliocene erosional unconformity. In addition, the morphology of the top of the *Flysch* (Morelli and Mosetti, 1968) shows two highs in correspondence to the northern and southern part of the thrust respectively, that are separated by a valley. The valley could be further evidence of the hypothesized NE-SW fault.

Most of the faults in the *Flysch* sequence are not related to those in the carbonate one. This tectonic style suggests that the top of the underlying carbonates, gently folded and cut by low-angle faults, acted as a detachment surface for the *Flysch* deformation above (Busetti *et al.*, in press).

The onshore seismic profiles (Fig. 5) put in evidence the fact that the main tectonic deformation is associated to a thrust system, with faults in the carbonate and with overthrusting of the *Flysch* on the Miocene sediment. This thrust system is probably linked to those shown by

the Grado-1 well, where both the Mesozoic and Eocene carbonates are fractured. We infer that the thrust system should represent the westernmost Dinaric frontal thrust, below the Friuli Plain.

## 6. Conclusion

The tectonic setting of the Gulf of Trieste is characterised by Dinaric thrust systems segmented by faults with NE-SW orientation and possible transcurrent components. The frontal thrusts are characterised by thrusts and folds in the *Flysch* with the detachment level coincident with the top of the carbonates, and low angle thrusts in the carbonates.

The tectonic features, present in the Gulf of Trieste and surrounding onshore areas, have been identified by analyzing seismic data sets. Three main Dinaric thrust systems occur (Fig. 6):

a) the Trieste Fault zone, located from the Karst coastal front to 2-3 km offshore, with an overall vertical component of about 1400 m (Busetti *et al.*, in press), connecting the Dinaric thrusts system of the eastern Friuli Plain to the Črni Kal Fault in Slovenia. The NE-SW Sistiana Fault, with a left transcurrent component, displaces the Panzano Fault which is north-west by approximately 1-2 km from the Trieste Fault which is on the south-east;

b) the thrust system in the *Flysch*, which crosses the Gulf of Trieste with Dinaric orientation and is connected with the Hrastovlje Thrust in Istria. The thrust system is probably offset by a NE-SW normal fault almost parallel to the eastern coast border, and by NE-SW faults located in the middle of the Gulf, dividing the northern part characterized by thrusts, backthrusts and Plio-Quaternary tectonic activity, from the southern part characterized by thrusting and an overall less intense deformation;

c) the westernmost frontal Dinaric thrust across the Grado Lagoon limiting the *Flysch* basin to the West and probably overthrusting the *Flysch* units on the Molassa deposits.

**Acknowledgments.** The result of this research was presented at the 27th GNGTS (Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida) General Assembly held in Trieste on the 6-8 October 2008. The authors are grateful to Michel Pipan, Anna Del Ben and an anonymous reviewer for their helpful suggestions that improved the manuscript. The authors wish to acknowledge the crew and the scientific party of the OGS Explora, as well as the onland acquisitions teams, for collecting the seismic data.



## REFERENCES

- AGIP; 1972: *Acque dolci sotterranee*. AGIP (ed), 914 pp.
- AGIP; 1977: *Temperature sotterranee. Inventario dei dati raccolti durante la ricerca e la produzione di idrocarburi in Italia*. AGIP (ed), 1390 pp.
- AGIP; 1994: *Acque dolci sotterranee*. Aggiornamento dati dal 1971 al 1990. AGIP (ed), 515 pp.
- Amato A., Barnaba P.F., Finetti I., Groppi G., Martinis B. and Muzzin A.; 1977: *Geodynamic Outline and Seismicity of Friuli Venetia Julia Region*. Boll. Geof. Teor. Appl., **19**, 217-256.
- Busetti M., Volpi V., Barison E., Giustiniani M., Marchi M., Ramella R., Wardell N. and Zanolla C.; 2006: *Meso-Cenozoic seismic stratigraphy and the tectonic setting of the Gulf of Trieste (northern Adriatic)*. In: Proceedings of the Adria 2006, International Geological Congress on the Adriatic Region, 19-20 June 2006, Urbino (Italy), GeoActa, in press.
- Carobene I. and Carulli G.B.; 1981: *Foglio 40<sup>A</sup> Gorizia e 53<sup>A</sup> Trieste*. In: Castellarin A. (ed.) Carta tettonica delle Alpi Meridionali. CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. **441**, 8-13.
- Carulli G.B.; 2006: *Carta Geologica del Friuli Venezia Giulia*. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia (ed), Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici, Servizio Geologico.
- Carulli G.B., Carobene L., Cavallin A., Martinis B., Onofri R., Cucchi F. and Vaia F.; 1980: *Evoluzione strutturale Plio-Quaternaria del Friuli e della Venezia Giulia*. In: Contributi alla Carta Neotettonica d'Italia. CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. **356**, 488-545.
- Casero P., Rigamonti A. and Iocca M.; 1990: *Paleogeographic relationship during Cretaceous between the Northern Adriatic area and the Eastern Southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 807-814.
- Cati A., Sartorio D. and Venturini S.; 1987: *Carbonate Platforms in the Subsurface of the Northern Adriatic Area*. Mem. Soc. Geol. It., **40**, 295-308.
- Cavallin A., Martinis B., Carobene L. and Carulli G.B.; 1978: *Dati preliminari sulla Neotettonica dei Fogli 25 (Udine) e 40A (Gorizia)*. In: Contributi preliminari alla realizzazione della carta neotettonica d'Italia. CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. 155, 189-197.
- Del Ben A., Finetti I., Rebez A. and Slejko D.; 1991: *Seismicity and seismotectonics at the Alps-Dinarides contact*. Boll. Geof. Teor. Appl., **32**, 155-176.
- Della Vedova B., Castelli E., Cimolino A., Vecellio C., Nicolich R. and Barison E.; 2008: *La valutazione e lo sfruttamento delle acque geotermiche per il riscaldamento degli edifici pubblici*. Rassegna Tecnica del Friuli Venezia Giulia, 6/2008, 16-19.
- Fantoni R., Catellani D., Merlini S., Rogledi S. and Venturini S.; 2002: *La registrazione degli eventi deformativi cenozoici nell'avampese veneto-friulano*. Mem. Soc. Geol. It., **57**, 301-313.
- Fantoni R., Della Vedova B., Giustiniani M., Nicolich R., Barbieri C., Del Ben A., Finetti I. and Castellarin A.; 2003: *Deep seismic profiles through the Venetian and Adriatic foreland (Northern Italy)*. In: Nicolich R., Polizzi D., and Furlani S. (eds.) TRANSALP Conference, 10-12 February 2003, Trieste, Italy, Extended abstracts, Mem. Soc. Geol. It., **54**, 131-134.
- Finetti I.R.; 1965: *Ricerche sismiche marine nel Golfo di Trieste (Profilo sismico a rifrazione "Grado-Miramare")*. Boll. Geof. Teor. Appl., **7**, 201-217.
- Finetti I.R.; 1967: *Ricerche sismiche a rifrazione sui rapporti strutturali fra il Carso e il Golfo di Trieste*. Boll. Geof. Teor. Appl., **9**, 214-225.
- Finetti I.R. and Del Ben A.; 2005: *Crustal Tectono-Stratigraphic Setting of the Adriatic Sea from New CROP Seismic Data*. In: Finetti I.R. (ed.) CROP Project. Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy. Atlases in Geoscience 1, Elsevier B.V. Amsterdam, The Netherlands, pp. 519-547.
- Mosetti F.; 1966: *Morfologia dell'Adriatico Settentrionale*. Boll. Geof. Teor. Appl., **8**, 214-225.
- Mosetti F. and Morelli C.; 1968: *Rilievo sismico continuo nel Golfo di Trieste. Andamento della formazione arenacea (Flysch) sotto il fondo marino nella zona tra Trieste, Monfalcone e Grado*. Boll. Società Adr. Sc., **56**, 42-57.
- Nicolich R., Della Vedova B., Giustiniani M. and Fantoni R.; 2004: *Carta del sottosuolo della Pianura Friulana (Map of subsurface of the Friuli Plain)*. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici, Servizio Geologico, 32 pp.
- Placer L.; 2005: *Strukturne posebnosti severne Istre*. [Structural curiosity of northern Istria]. Geologija, **48**, 245-251.



- Placer L.; 2007: *Kraški rob. Geološki prerez vzdolz AC Kozina-Koper. [Kraški rob (landscape term). Geological section along the motor way Kozina – Koper (Capodistria). Geologija, 50, 29-44.*
- Placer L.; 2008: *Principles of the tectonic subdivision of Slovenia. Geologija, 51, 205-217.*
- Placer L., Košir A., Popit T., Šmuc A., Juvan G.; 2004: *The Buzet Thrust Fault in Istria and overturned carbonate megabeds in the Eocene Flysch of the Dragonja Valley (Slovenia). Geologija, 47, 193-198.*
- Romeo R.; 2009: *Studio geofisico integrato ad alta risoluzione dei depositi marini e della struttura del substrato della Riviera di Miramare (Golfo di Trieste). Ph.D thesis, Università degli Studi di Trieste, 174 pp., 13 plates.*
- Scrocca D., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Mazzotti A., Bertelli L., Burbi L. and D'Offizi S.; 2003: *CROP Atlas – Seismic Reflection Profiles of the Italian Crust. Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, 52, 193 pp., 71 plates.*
- Vlahović I., Tišljarić J., Velić I. and Matičec D.; 2005: *Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Paleogeography, main events and depositional dynamics. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 220, 333-360.*

*Corresponding author:* Martina Busetti

Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale - OGS  
Dipartimento per lo Sviluppo delle Ricerche e Tecnologie (RIMA)  
Borgo Grotta Gigante 42/c, Sgonico, Trieste, Italy  
Phone: + 39 0402140254; fax: +39 040327307; e-mail: mbusetti@inogs.it

# New evidence of the outer Dinaric deformation front in the Grado area (NE-Italy)

Aurélie Cimolino, Bruno Della Vedova, Rinaldo Nicolich, Erika Barison,  
Giuseppe Brancatelli

*Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Università degli Studi di Trieste,  
Via Valerio, 10, 34127 Trieste, Italy.*

Phone: +390405583478

Fax: +390405583497

Email: [r.nicolich@units.it](mailto:r.nicolich@units.it)

**Abstract** A well Grado-1 was drilled down to 1108 m in the Mesozoic shelf carbonates which are present in the structural highs in the Lignano – Grado area. The well was completed with geophysical logs in the open-hole interval from -700 to -1108 m. The drilling bit met the nummulitic shelf Palaeogene limestone at -616,5 m and the Mesozoic (Upper Cretaceous) platform around -1007 m. The about 400 m thick Palaeogene interval appears affected by open fractures which we consider linked up to a reverse fault and a tectonic doubling of the Palaeogene limestone is hypothesized. The feature corresponds to the outer deformation front of the Dinaric thrusts system and looks still active. The Palaeogene limestone sequence is apparently analogous to the outcrops in the northern Istria and to the stratigraphies in the oil wells offshore northern Dalmatia. The drilling target was the characterization of the nature of the geothermal resources in the Friuli lower plain and lagoons region, following the long-term investigations of the Department of Civil and Environmental Engineering of the Trieste University. The geothermal resource was found in correspondence of the above mentioned open fracture and below it, with salty hot waters at a temperature of 42°C, increasing with depth, and a flow of 25 l/s arriving to the surface with 2,8 pressure bars.

*Key words: biostratigraphy; Dinaric thrusts; exploration well; geophysical logs; seismic reflection profiles.*

## Abbreviations

DICA Department of Civil and Environmental Engineering

RFVG Friuli Venezia Giulia Region

# 1 Introduction

The Department of Civil and Environmental Engineering - DICA (University of Trieste) conducted several researches, sponsored by Friuli Venezia Giulia Region (RFVG) - Geological Survey and by European Commission (e.g. Grado geothermal project), aimed to characterize the geothermal resources of the Friuli lower plain and contiguous lagoons (Della Vedova et al. 2008; Nicolich et al. 2004, 2006). The integrated analyses identified the anomalous geothermal gradient areas located in correspondence of morphological-structural culminations in the carbonate basement buried beneath the Friuli plain deposits (the recent Plio-Quaternary sequences, Lower Miocene terrigenous deposits, Oligo-Miocene Alpine Molasse and Eocene Dinaric flysch).

The conceptual model proposed to explain the geothermal system considers: recharge by meteoric waters from the neighbouring mountain chains, infiltration to depths of 3-4 km, warming and slow up flow and storage into the porous shelf carbonate near the Adriatic shore at approximately 700-1000 m depth. Heat transfer by advection mainly occurs in the carbonates, whereas conduction prevails through the low permeability Cenozoic clastic deposits with heat exchange to fresh geothermal confined aquifers within the sandy-gravel layers, primarily of Plio-Quaternary age (Bellani et al. 1994; Calore et al. 1995). The quality, quantity and extent of geothermal resources were revealed and outlined by the oil industry well Cesarolo-1 (AGIP 1977), drilled in the Lignano carbonates structural culmination, by many geothermal water wells drilled in the upper sedimentary cover (Barnaba 2001; Grassi 1994) and by the new 1108 m deep Grado-1 exploration borehole. The latter enabled us to verify the geothermal conceptual model and the heating system feasibility in the Grado city (Barison et al., 2008). The synthetic stratigraphic column of the Cesarolo-1 well and the anomalous geothermal gradient representing the one-dimensional thermal model are presented in Fig. 1.

Geophysical prospecting was utilized in the structural setting evaluation, considering seismic profiles and wells stratigraphies and logs (Fantoni et al. 2002, 2003). Gravity measurements performed by DICA and integrated with ENI data evidenced the carbonate basement culminations in the Bouguer anomalies map

(Della Vedova et al. 1988). High resolution reflection seismic profiles, recorded offshore and on land near Lignano and Aquileia-Grado, allowed to recognize the seismic facies of the Cenozoic sediments and upper Mesozoic limestone. The seismic data show the main stratigraphic boundaries, unconformities, geothermal aquifers systems, structures of the carbonate platform, faults in the basement and their eventual propagation through the cover deposits (Nicolich et al. 2004; Buseti et al. 2009). All the surveys and analyses represented the base for the definition of the location, geological consistent, of the well Grado-1 planned to verify the conceptual model and exploit the geothermal resource (Della Vedova et al. 2008).

## **2 The geological setting**

The investigated area belongs to Adriatic foreland which includes the Friuli plain, Istria and Gulf of Trieste and is limited to the north and east by the south-vergent South Alpine chain and by the north-west vergent External Dinarides. The Dinaric orogene reached its maximum growing during Oligocene, whereas the eastern portion the southern Alpine range started developing from late Oligocene times. The External Dinarides have a diffuse boundary to the Southern Alps and the main geographic expression in the Trieste Karst, but buried thrusts were recognized by seismic profiling and wells in the eastern Friuli plain (Fantoni et al. 2002, 2004; Carulli 2006; Barison 2008).

Shelf limestone dominates the Dinaric thrust system and the Istria peninsula which represents the southern foreland of the investigated area. Western Istria appears as rather homogeneous and massive Mesozoic shelf domain, the stable part of Adria, which emerge from the Adriatic Sea opposing to the west-vergent External Dinarides.

The present tectonic regime in the lower Friuli Plain, lagoons and Gulf of Trieste, reflects the major facies change occurring during Cretaceous between shelf carbonates and deep water pelagic sequences. The shelf transition to the western Belluno basin is well imaged the marine seismic sections showing the talus (Casero et al. 1990) accompanying the platform aggradation up to 1200-1500 m in respect to the neighbouring basinal areas. Sawtooths platform margins were evidenced north-westwards inside the Venetian plain and are characterized by

Dinaric and anti-Dinaric trends with apparently isolated culminations and possible shallow water seaways in between (Nicolich et al. 2004).

A pronounced flexure to NE of the top of carbonates down to more than 1200 m corresponds to the development of the Dinaric foredeep, filled by the turbiditic sediments from the erosion of the chain (Eocene flysch). The emersion and erosion of the Mesozoic sequences is documented by a large depositional hiatus. Foremost processes dominate the central-western Istria where late Jurassic platform deposits are now outcropping (Márton et al. 2008).

Burdigallian - Langhian interbedded glauconitic sandstones and marls (Cavanella formation) of shallow water environment, fed by Southern Alps sources, disconformably transgress the peneplanated Cretaceous shelf area or the Eocene flysch which has filled the flexure in front of the main Dinaric thrusts. From Middle Miocene the South Alpine chain is rapidly growing and deforming with large erosions transporting a huge amount of clastics (the Miocene Molasse) filling the foredeep flexure where the carbonates are down-bended to about 4 km. During middle-upper Miocene the Istria shelf is again emerged and a new erosion phase took place. The Messinian erosion of the flysch formation is recognizable and marks a complex morphology with channels or valleys, terraces and escarpments in the marine seismic sections (Busetti et al. 2009), mostly evident in the western parts of the Gulf (Fig. 2).

Plio-Quaternary clays, sands and gravels unconformably cover the differentially eroded sections on the northern Adriatic Sea and Venetian-Friuli plain even if another erosive episode took place in the Early Pliocene (Fantoni et al. 2002).

Fig. 3 shows the isobathes of carbonates formations quoted with seismic reflection profiles and oil industry wells (Nicolich et al. 2004, Barison 2008). The flexures towards the Southern Alps and the Dinaric chain and the two structural highs in the lower plain are confirmed. The delimitation of westward extension of the Eocene Dinaric flysch basin has also been drawn on the map. The Grado high is NW-SE oriented and delimited by Dinaric and anti-Dinaric structures apparently continuing north-westward and through the Gulf of Trieste the platform structure of northern Istria whereas a SW-NE anti-Dinaric orientation dominates the Lignano-Cesarolo high (Fig. 4).

Isobaths contour map of the Quaternary base was defined (Fig. 5) utilizing the water wells and the high resolution seismic profiles. The map presents also the



Quaternary substratum (Palaeogene limestone, Eocene flysch, Miocene Molasse, Pliocene terrigenous and marine deposits).

An example of the seismic data quality in the Lignano structure is given by the line C1 of Fig.6 (position in Figs. 4 and 5) where Mesozoic (Albian) limestone is covered by the Cavanella drapes followed by the Molassa and Plio-Quaternary deposits. Shallow geothermal aquifers have been identified and controlled by wells and are marked in the section.

### **3 The Grado-1 well**

The new Grado-1 well was drilled in 2008 on the sand beach in front of the Adriatic open sea. The telescopic borehole profile starts with 20" casing down to -30 m, ending in the hard limestone rocks with 8½" bit diameter. The hole was left open from -692 m to -1.108 m. Two cores were collected at 791-794 m and at 1.105-1.106 m and the drill cuttings were sampled every 3-5 m.

The well was completed with the analysis of biostratigraphic data and geophysical logs to define stratigraphic - structural constraints, besides lithology, porosity, resistivity and elastic moduli. The biostratigraphic analysis was done on cuttings and cores, compared to geological outcrops and to other chronostratigraphic well datings.

The terrigenous cover was proved to be composed by Plio-Pleistocene sediments (sands, gravels and limes), thick less than 300 m. A Neogene marly-sandy succession (about 250 m) follows, rich in external neritic faunas with less than 100 m of pelagic faunas. Palaeogene turbidites (Eocene flysch) are about 50-60 m thick composed by green marls from distal sources with glauconitic components, similar to the basal green marls recognizable in Istria at the Palaeogene carbonates contact.

The Palaeogene packstone-grainstone limestone, encountered at -616.5 m, presents a typical Alveolinidae - Nummulitidae - Orbitolites association. An interesting single finding of a tiny Rudist remnant inside the Palaeogene should be assigned to the basal Upper Cretaceous limestone (mudstone-wackestone, locally dolomitic). We speculate a possible tectonic redouble of the carbonates of the Palaeogene interval, which are exceptionally thick (about 400 m) and fractured. The logging results indicate at least three tectonic discontinuity families which are

diversified according to orientation, genesis and intensity and a major sub vertical open fracture at -736 m was revealed immediately by a relevant circulation loss and is interpreted as the expression of a master reverse fault plane. Logs in Fig. 9 confirm the presence of the main fracture with more than 0,5 m open vug and the Palaeogene-Cretaceous contact. The Palaeogene and Cretaceous limestones are affected also by karstic phenomena and the stratigraphic record at the contact is likely interrupted by erosion and sub-aerial exposure. The precise age determination of both units and of the *hiatus* is still in progress. Palaeogene carbonates were found in the buried Dinarides, in the Trieste Karst, in the northern Istria and in offshore wells of the northern Dalmatia (Early Eocene age, Tari-Kovačić et al. 1998).

The carbonates are verified to be the most important geothermal aquifer, with a temperature of 42 °C, increasing to 45 °C at the well bottom and a pressure of 2,8 bars, confirming the proposed initial conceptual model.

## 4 Conclusions

In the Aquileia-Grado sector the seismic profile A1 (Fig.7, position in Figs. 4 and 5), part of a seismic survey conducted in the area, images the top of the carbonate horizons gently folded and faulted. These reflectors indicate the Palaeogene carbonates occurring in the Grado-1 well directly covered by the Miocene Molasse. The Cavanella units and the Eocene flysch are likely missing, but the latter is present few hundred meters to the east of the profile A1 (Buseti et al. 2009), with high amplitude reflectors and thrust geometries. This evidence suggests the occurrence of a main tectonic deformation with thrusts in the flysch and low angle faults in the carbonates. Clear thrusting structures were found on seismic sections at the western tip of the Grado Island., where the new borehole was drilled confirming the presence of sub-vertical open fractures and vugs. The Eocene flysch basin generated by the Dinaric carbonatic basement flexure was successively inverted as recognized in the outcrops in Istria (Placer 2007, 2005; Placer et al. 2004 and Fig. 2) and imaged in the marine seismic sections where thrusts in the flysch sequences appear rooted in folds and low angle reverse faults in the upper carbonates units (Buseti et al. 2009).

The geothermal aquifers sampled in correspondence of Grado-1 borehole, Grado Lagoon and Aquileia coast, all belongs to the same sodium chlorinated family,

although with different depths and temperatures (from 30 to 41 °C). This suggests a common source from the deep geothermal system in the upper shelf carbonates. All these evidences strongly support the presence of an active outer Dinaric deformation front, NW-SE oriented, which was not previously known (see its position and length in Fig. 4).

The northward border of the Lignano-Cesarolo shelf culmination is likely located in correspondence of the scarp shown in the line TV-106 (by courtesy of ENI company and RFVG) in Fig. 8. The line (position in Fig. 2) images the platform marker, whereas, towards the centre of the Friuli plain, a distinct bedding character of Paleocene (?) - Cretaceous deposits is recognizable. In this area Casero et al. 1990 and Cati et al. 1997 hypothesized a change towards an internal shallow marine depocenter called Friuli Basin. Along this line the flysch is not affected by tectonic disturbs and is conformably covered by the Cavanella formation and by the southward thinning Molasse wedge.

In conclusion, the Grado-1 well and geophysical data provide new evidences of an important regional tectonic feature, turned out to be the outer Dinaric deformation front, which involve Palaeogene and probably Cretaceous carbonates, as well as Dinaric and Alpine Eocene to Miocene clastics. Quaternary sediments are locally interested by minor structures, up to surface. The deformation front is reactivating stratigraphic unconformities and local extensive systems and it results still active. The top of the nearby Lignano platform is characterized, on the contrary, by the Lower Cretaceous formations (Lower Albian), covered directly by the Cavanella Group found in the Cesarolo-1 well (AGIP 1977; Nicolich et al. 2004)

The outer deformation front appears to be delimited to the north and south by anti-Dinaric strike-slip faults accompanying the westward movement of the thrusts. These faults are analogous to the Oligocene-Miocene NE-SW dextral strike-slip transforms recognized in the northern Dalmatia (Tari, 2002).

The stratigraphic sequences in the Grado area can be directly compared to northern Istria (Placer 2005), where the Palaeogene – Cretaceous contact outcrops, and to northern Dalmatia oil wells. The Grado-1 stratigraphies and logging results show a particularly good match with the data acquired in Susak More -1 well (Tari-Kovačić 1997, 1998), where a reverse fault was found in a similar thick Palaeogene limestone, tectonically redoubled and involving the Cenomanian shelf units present at the base. In this area the deposition during

Palaeogene was mainly controlled by intense synsedimentary tectonic deformation of the former platform area and some carbonates (mostly Eocene in age) were deposited on irregular ramp type carbonate platforms surrounding newly formed flysch basins (Vlahović et al. 2005) and can be considered as homologous of the Gulf of Trieste-Grado basin.

## **Acknowledgments**

We are grateful to Melis R. for her help in the biostratigraphic analysis of well cores and cuttings.

## **References**

- 1 A.G.I.P. (1977) Temperature sotterranee. Inventario dei dati raccolti durante la ricerca e la produzione di idrocarburi in Italia, Agip-Eni, pp.1390
- 2 Barnaba PF (2001) L'anomalia geotermica della bassa pianura veneto-friulana. *Acque Sotterranee* 74: 33-39
- 3 Barison E (2008) Il contributo dei dati sismici per la valutazione delle risorse idriche e geotermiche nella Pianura Friulana. Ph.D thesis, Uni. Trieste: pp. 181, 16 plates
- 4 Barison E, Cimolino A, Della Vedova B, Nicolich R (2008) Le acque calde della bassa pianura friulana e la loro potenzialità. *Rassegna Tecnica del Friuli Venezia Giulia*, 3/2008: 8-12
- 5 Bellani S, Calore C, Della Vedova B, Grassi S, Marson I, Nicolich R, Perusini P, Squarci P (1994) Valutazione di dettaglio delle strutture profonde della Bassa Pianura Friulana. *Inventario risorse geotermiche nazionali. Ministero Industria, Comm., Art., STAR-C.N.R., Tav.19*, pp. 55
- 6 Busetti M, Volpi V, Nicolich R, Barison E, Baradello L, Brancatelli G, Marchi M, Romeo R, Wardell N (2009) The Dinaric thrusts in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic). *Abstracts & Posters - Natura e Geodinamica della Litosfera nell'Alto Adriatico I.V.S.L.A., Venezia. Rendiconti online Soc. Geol. It.* 9:72-75
- 7 Calore C, Della Vedova B, Grassi S, Marson I, Nicolich R, Squarci P (1995) A hydrothermal system along the Coastal Area of Friuli-Venezia Giulia Region (NE Italy). *In: Proceedings of the World Geothermal Congress, Florence*, 2: 1269-1274
- 8 Carulli GB (2006) Carta geologica del Friuli Venezia Giulia, scala 1:150.000. RFGV, Direzione Regionale Ambiente e Lavori Pubblici, Servizio Geologico. Selca, Firenze

- 9 Casero P, Rigamonti A, Iocca M (1990) Paleogeographic relationship during Cretaceous between the Northern Adriatic area and the Eastern Southern Alps. *Mem. Soc. Geol. It.* 45: 807-914
- 10 Cati A, Sartorio D, Venturini S (1987) Carbonate platforms in the subsurface of the Northern Adriatic Area. *Mem. Soc. Geol. It.* 40: 295-308
- 11 Della Vedova B, Castelli E, Cimolino A, Vecellio C, Nicolich R, Barison E (2008) La valutazione e lo sfruttamento delle acque geotermiche per il riscaldamento degli edifici pubblici. *Rassegna Tecnica del Friuli Venezia Giulia*, 6/2008: 16-19
- 12 Della Vedova B, Marson I, Palmieri F (1988) Gravity study of a low enthalpy hydrothermal area: Grado Lagoon – NE Italy. *European Geophysical Society - XIII General Assembly, Annales Geophysicae, Special Issue*, 27
- 13 Della Vedova B, Brancolini G (2002) Studio preliminare degli acquiferi profondi della Bassa Pianura friulana. Rapporto Tecnico-Scientifico, RFV, Direzione Regionale dell' Ambiente, Servizio Geologico, pp. 51
- 14 Fantoni R, Della Vedova B, Giustiniani M, Nicolich R, Barbieri C, Del Ben A, Finetti I, Castellarin, A (2003) Deep seismic profiles through the Venetian and Adriatic foreland (Northern Italy). *Memorie di Scienze Geologiche* 54: 131-134
- 15 Fantoni R, Catellani D, Merlini S, Rogledi S, Venturini S (2002) La registrazione degli eventi deformativi cenozoici nell'avampese veneto-friulano. *Mem. Soc. Geol. It.* 57: 301-313
- 16 Grassi S (1994) Alcune osservazioni sulle caratteristiche geochemiche delle acque sotterranee della Bassa Pianura Friulana. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Memorie, Serie A* 101: 1-15
- 17 Márton E, Čosović V, Moro A, Zvock S (2008) The motion of Adria during the Late Jurassic and Cretaceous: New paleomagnetic results from stable Istria. *Tectonophysics* 454: 44–53
- 18 Nicolich R, Della Vedova B, Giustiniani M, Fantoni R (2004) Carta del Sottosuolo della Pianura Friulana (Map of Subsurface Structures of the Friuli Plain). RFVG, Direzione centrale Ambiente e Lav. Pubbl., Servizio Geologico, Note Illustrative, Tav. 4, pp. 28
- 19 Nicolich R et al. (Univ. Trieste -DICA, -DiSGAM, OGS) (2006) Realizzazione della Carta Geologico-Tecnica della Risorsa Geotermica Regionale e definizione delle Linee Guida per il suo utilizzo. Rapporto Tecnico-Scientifico, RFVG, Direzione centrale Ambiente e Lav. Pubblici, Servizio Geologico, Tav. 24, pp. 275



- 20 Placer L (2005) Strukturne posebnosti severne Istre. [Structural curiosity of northern Istria]. *Geologija*, 48/2: 245-251
- 21 Placer L (2007) Kraški rob. Geološki prerez vzdolž AC Kozina-Koper. [Kraški rob (landscape term). Geological section along the motor way Kozina – Koper (Capodistria). *Geologija* 50 (1): 29-44
- 22 Placer L, Košir A, Popit T, Šmuc A, Juvan G (2004) The Buzet Thrust Fault in Istria and overturned carbonate megabeds in the Eocene Flysch of the Dragonja Valley (Slovenia). *Geologija* 47 (2): 193-198
- 23 Tari-Kovačić V (1997) The development of the Eocene platform carbonates from wells in the Middle Adriatic offshore area, Croatia. *Geol. Croat.* 50 (1): 33-48
- 24 Tari-Kovačić V, Kalac K, Lučić D and Benić J (1998) Stratigraphic analysis of Pleogene beds in some offshore wells (Central Adriatic area, Croatia). *Dela-Opera SAZU4. razr.* 34 (2): 203-242
- 25 Tari V (2002) Evolution of the northern and western Dinarides: a tectonostratigraphic approach. *EGU St. Mueller Special Publication Series 1*: 223-236
- 26 Vlahović I, Tišljarić J, Velić I, Matičec D (2005) Evolution of the Adriatic carbonate platform: Palaeogeography, main events and depositional dynamics. *Palaeo. Palaeo. Palaeo.* 220: 333-360

## Figure Captions

**Fig. 1** Cesarolo 1 well synthetic stratigraphy and corrected temperatures (up right) and gradient vs. depth (down right). Advection phenomena are confirmed by the form of the gradient curve.

**Fig. 2** Seismic line G05-4bis in the Gulf of Trieste (Buseti et al., 2009). P = base of Pliocene marine regression; M = Messinian erosional surface; F = Eocene Flysch terrigenous sequence; C = top of the Friuli carbonate platform. Onshore geological section modified after Carulli (2006). Position in Fig. 3.

**Fig. 3** Isobaths, 50 m contour intervals, of the top of the carbonates in the Friuli Plain and Gulf of Trieste. The position of Cesarolo-1 and Grado-1 wells, of the lines TV-106 and G05-04bis and of the western limit of the Dinaric flysch deposition (brown line) are signed. C-C'; D-D' seismic profiles and geological sections (Fantoni et al. 2002; Nicolich et al. 2004). Land outcrops: Blue=carbonates; Brown=Flysch.

**Fig. 4** Enlarged map of the top of carbonates in the Lignano – Grado region. The positions of the high resolution seismic profiles C1 and A1 and of other profiles in the Grado town, are signed.

**Fig. 5** Isobaths contour map of the base of Quaternary with outcropping flysch (brown) and carbonates (blue). Pre-Quaternary substratum: Pliocene deposits (yellow), Miocene Molasse (beige), Eocene flysch (tan) and carbonates units (pale blue).

**Fig. 6** High resolution seismic line C1 in the Lignano area (Fig. 4) converted to depth. D, E, F, G are aquifer systems controlled by wells; Q = base of Quaternary deposits; P base of Pliocene; L = top of Langhian (Cavanella Group); C = top of Cretaceous (Albian) carbonates.

**Fig. 7** High resolution seismic line A1 converted to depth at the Aquileia margin of the Grado Lagoon (Fig.4). P = Pliocene, m = Miocene, C = top of carbonates.

**Fig. 8** Seismic line TV-106. Q = base of Quaternary; P base of Pliocene, L = top of Langhian (Cavanella Group); F = Eocene flysch; C = top of carbonates. Intersections with C-C' and D-D' sections are signed (Fig. 3).

**Fig. 9** Grado-1 well logs crossing: a) the main fracture zone in the Palaeogene limestone at -736 m (Neutron density; Vp/Vs from sonic data; borehole imaging; full monopole waveform (T.M. Backer Atlas)); b) the Palaeogene/Mesozoic contact at -1007 m (Gamma ray with three Uranium picks near the base of Palaeogene).

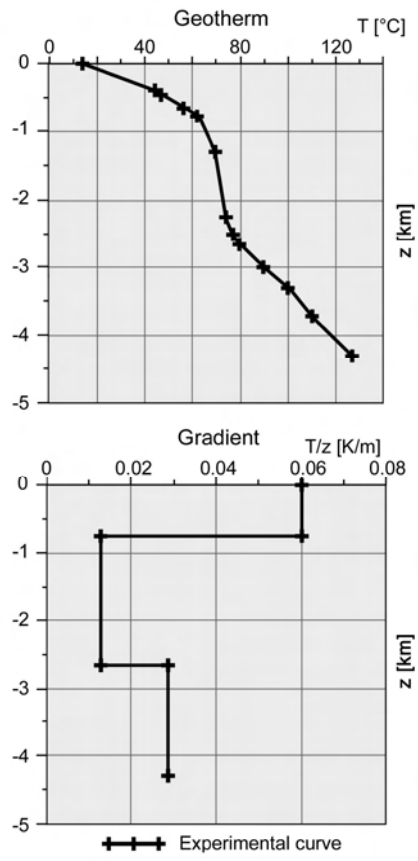
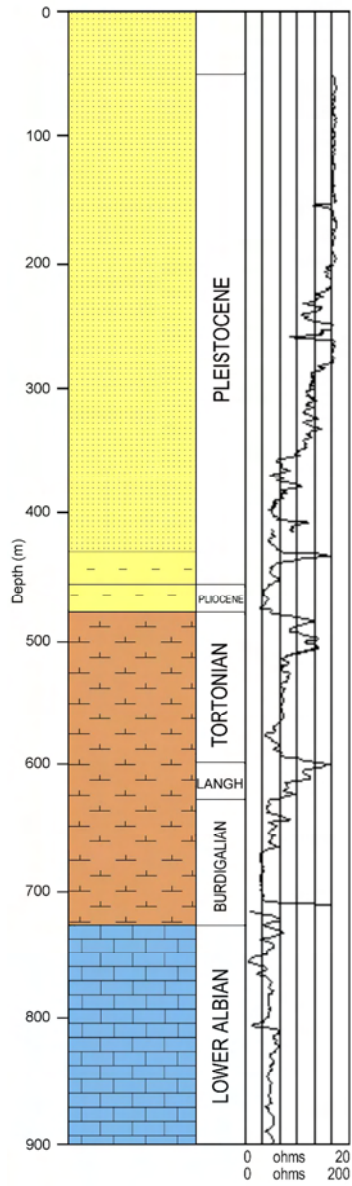


Fig. 1

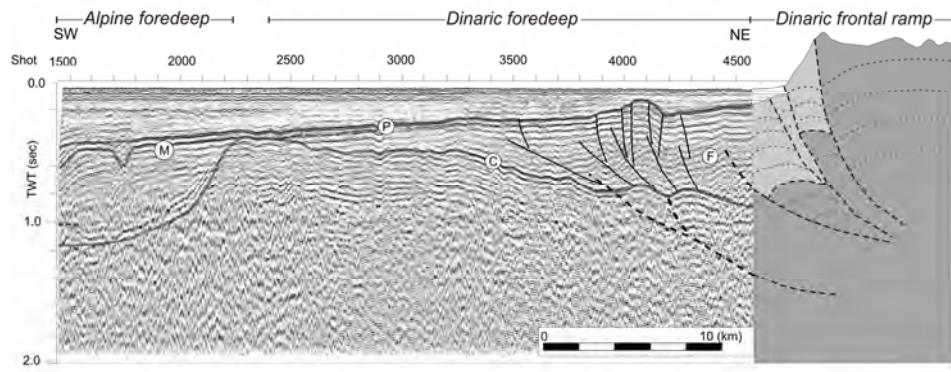


Fig. 2

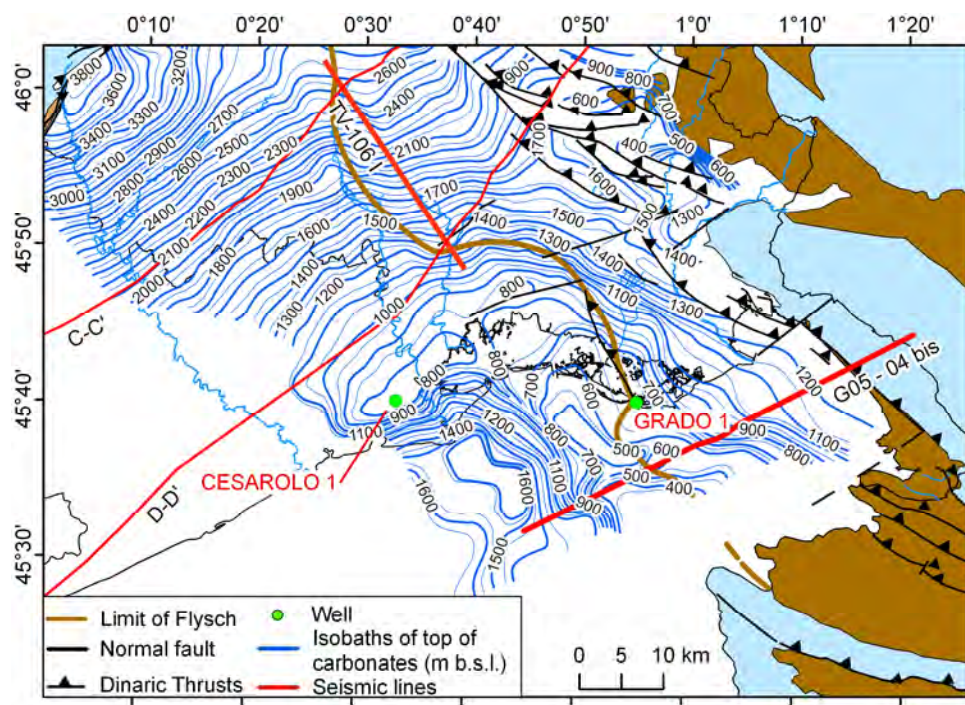


Fig. 3

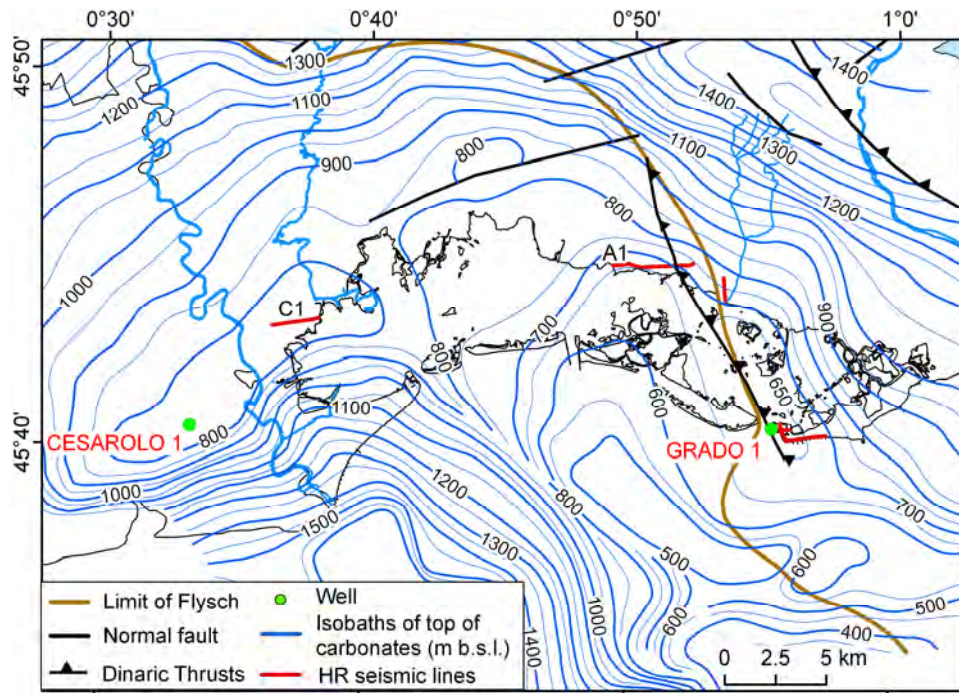


Fig. 4

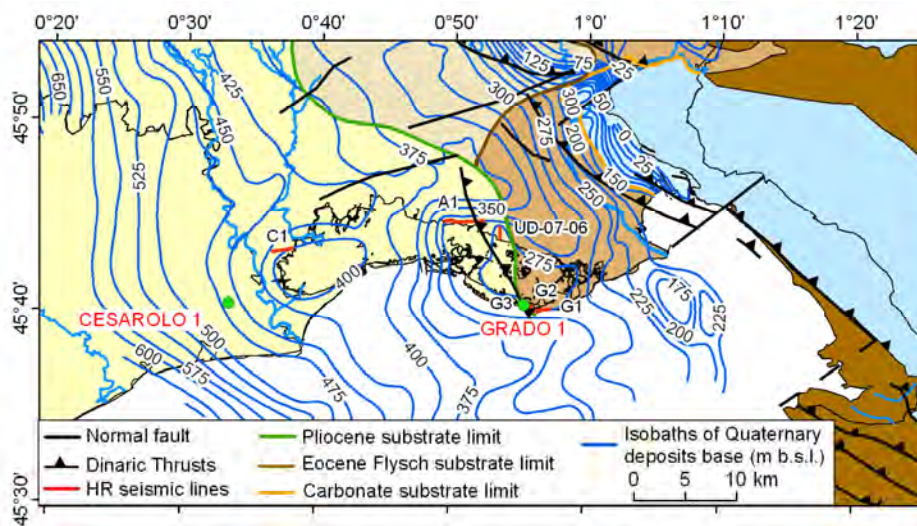


Fig. 5



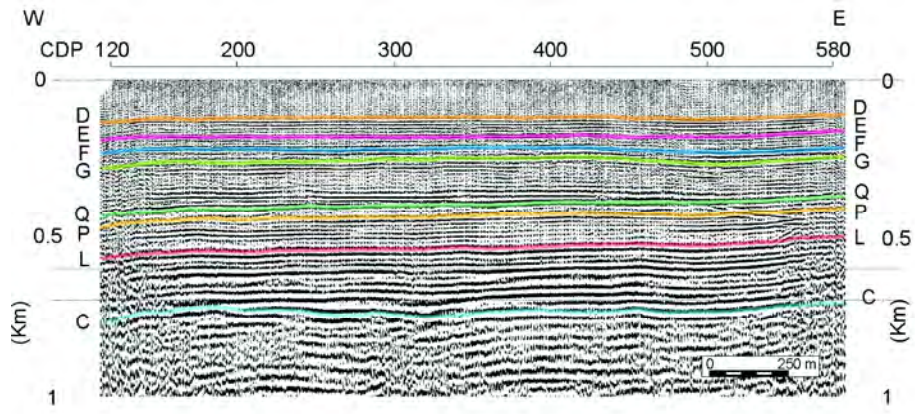


Fig. 6

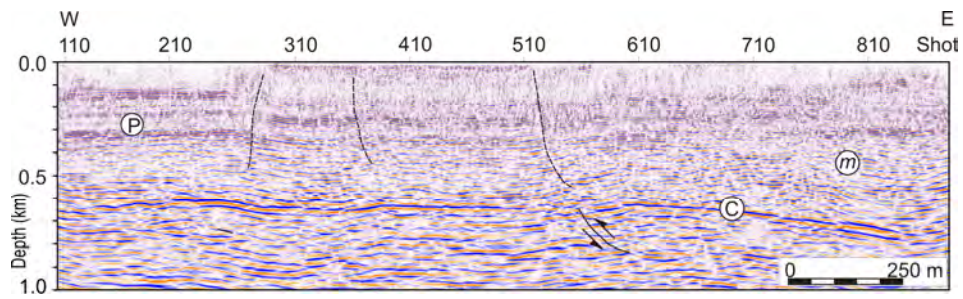


Fig. 7

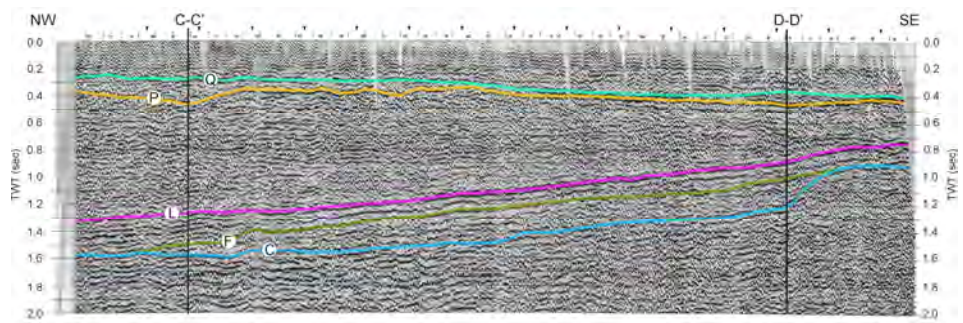


Fig. 8

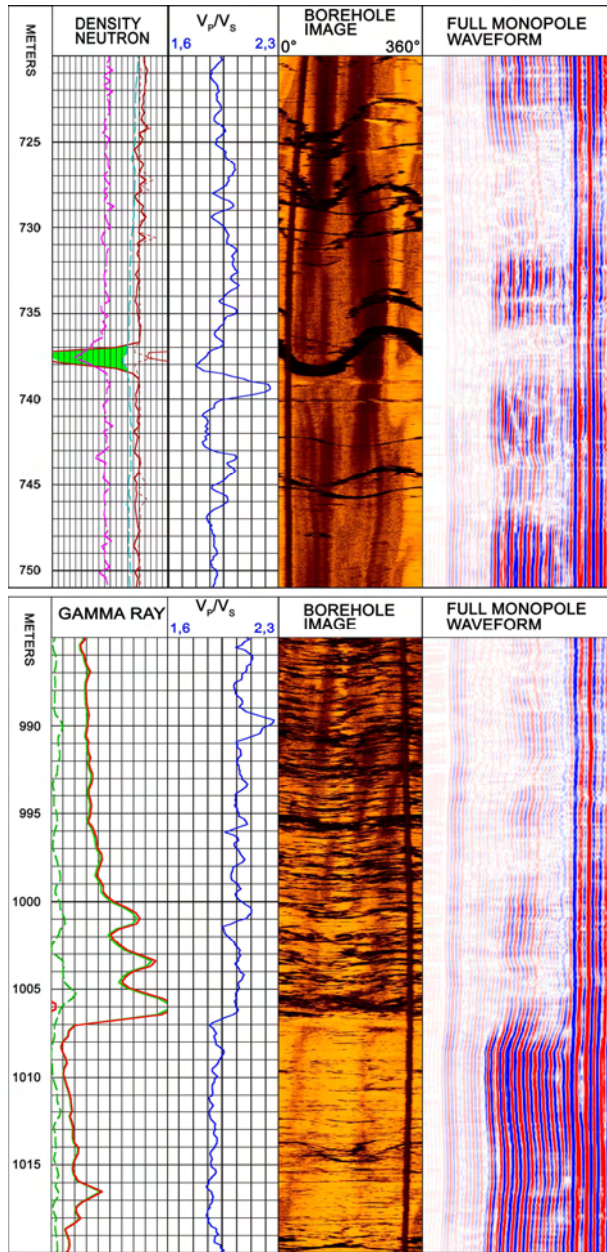


Fig. 9