

SR06319

453871

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TRIESTE
CONSORZIO DELLE UNIVERSITÀ DI TRIESTE, PADOVA, ROMA

DOTTORATO DI RICERCA IN GEOFISICA APPLICATA

X CICLO

MODELLIZZAZIONE DI DATI SISMICI A RIFLESSIONE,
RIFRAZIONE E TERRA-MARE PER L'ANALISI DEL RISCHIO
VULCANICO E SISMICO NELLA SICILIA ORIENTALE

Dottorando:
FLAVIO ACCAINO 165

CN

Tutore e Coordinatore del dottorato: Chiar.mo Prof. RINALDO NICOLICH
DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA NAVALE DEL MARE E DELL'AMBIENTE
UNIVERSITÀ DI TRIESTE



Trieste, febbraio 1998

INDICE

INTRODUZIONE

CAPITOLO PRIMO: IL PROGETTO ETNASEIS

1.1	Obiettivi del progetto	1
1.2	Fasi del progetto e metodologie impiegate	3

CAPITOLO SECONDO: INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2.1	L'Arco Calabro	11
2.2	La catena Maghrebide	14
2.3	Il Monte Etna	16
2.3.1	Tettonica dell'area	18
2.3.2	Struttura del basamento dell'edificio vulcanico	23
2.4	Il Plateau Ibleo	28
2.5	Il Bacino Ionico	31
2.5.1	La Scarpata di Siracusa-Malta	37
2.6	Sismicità dell'area investigata e sue relazioni con il magmatismo etneo	40

CAPITOLO TERZO: SISMICA A RIFLESSIONE IN MARE

3.1	Cenni sulle sorgenti sismiche impiegate	43
3.1.1	Principio di funzionamento dei cannoni ad aria compressa	43
3.1.2	Il metodo 'single bubble'	44
3.2	Il progetto Etnaseis	47
3.2.1	Acquisizione dei dati sismici	47
3.2.1.1	Acquisizione nella prima fase del progetto	47
3.2.1.2	Acquisizione nella terza e quarta fase del progetto	50
3.2.2	Elaborazione dei dati	55
3.2.2.1	Elaborazione dei dati della prima fase del progetto	55
3.2.2.2	elaborazione dei dati della terza e quarta fase	56
3.3	Il Progetto Medee	58
3.3.1	Acquisizione dei dati sismici	60
3.3.2	Elaborazione di dati sismici	61
3.3.3	Acquisizione ed elaborazione dei dati batimetrici	62

CAPITOLO QUARTO: SISMICA A TERRA

4.1	Acquisizione dei dati	71
4.1.1	Sismica a riflessione	71
4.1.2	Sismica a rifrazione ed energizzazione cross-vulcano	72
4.2	Elaborazione dei dati	75
4.2.1	Sismica a riflessione	75
4.2.2	Sismica a rifrazione	77
4.3	Modellizzazione dei dati sismici a rifrazione	78
4.3.1	Modellizzazione delle strutture superficiali	78
4.3.2	Modellizzazione delle strutture del basamento dell'Etna	85

4.3.2.1	Profilo D2-A (Bronte-Calatabiano)	86
4.3.2.2	Profilo B-G (Castiglione-Motta S. Anastasia)	91
4.3.2.3	Profilo C-G1 (Randazzo-Motta S. Anastasia)	96
4.3.2.4	Profilo E (Adrano)	101
4.3.2.5	Profilo A1 (Calatabiano-Linea L6)	106

CAPITOLO QUINTO: SISMICA TERRA-MARE

5.1	Acquisizione dei dati	112
5.2	Elaborazione dei dati	114
5.2.1	Il filtro f-k	115
5.3	Modellizzazione dei dati	119
5.3.1	Modellizzazione del profilo Bronte-Linea M31	120
5.3.2	Modellizzazione dei dati terra-mare della linea E1	128
5.3.3	Modellizzazione dei dati terra-mare della linea E2	135

CAPITOLO SESTO: ANALISI E DISCUSSIONE DEI RISULTATI

6.1	Evidenze tettoniche determinate dall'analisi delle sismiche multicanale effettuate in mare	143
6.2	Analisi delle strutture formanti il basamento dell'edificio vulcanico etneo	151
6.2.1	Interpretazione della linea a riflessione L6 con il modello ottenuto lungo il profilo a rifrazione E	151
6.2.2	Analisi delle strutture del basamento dell'edificio vulcanico	154
6.3	Analisi delle strutture profonde dell'area etnea e dell'offshore ionico	161

CONCLUSIONI

167

BIBLIOGRAFIA

171

APPENDICE A: DESCRIZIONE DEL METODO DI INVERSIONE

A.1	Parametri del modello
A.2	Il tracciamento dei raggi
A.3	Inversione dei dati
A.4	Alcune considerazioni sull'utilizzo del programma di inversione

INTRODUZIONE

L'Etna e le aree limitrofe sono oggetto di studio, sia per l'interesse che l'area riveste per la geologia strutturale, sia per la valutazione del rischio sismico e vulcanico. Questo lavoro di tesi propone un contributo alla determinazione delle strutture superficiali e del basamento dell'edificio etneo, inquadrandole nell'assetto geologico strutturale dell'area.

La maggior parte del lavoro è stato svolto nell'ambito del progetto ETNASEIS (Etna Tomography Novel Approach by Seismology-Environmental-Volcanic risk- European Program, CEC DG XII, ENVIRONMENT-IV.1.2- Volcanic Risk). Il progetto si è sviluppato in diverse fasi, durante le quali sono stati acquisiti dati sismici con metodologie diverse.

Nell'*offshore* ionico prospiciente la Sicilia orientale sono state acquisite linee sismiche multicanale a riflessione, utilizzando una particolare sorgente sismica (*single bubble*- SINBUS) al fine di ottenere informazioni sulla crosta profonda. A terra sono stati acquisiti profili a rifrazione e, tramite l'utilizzo di stazioni sismologiche portatili, sono stati registrati gli scoppi effettuati per l'acquisizione dei profili sismici a mare (sismica terra-mare). Questa metodologia ha consentito un "collegamento" tra i dati registrati a terra e quelli nell'*offshore* ionico.

La procedura utilizzata per ricostruire le strutture di velocità dell'area investigata è basata sull'inversione dei dati di sismica a rifrazione e terra-mare utilizzando un algoritmo elaborato da Zelt e Smith (1991). I campi di velocità così ottenuti, unitamente alle informazioni ricavate dall'elaborazione dei dati a riflessione multicanale, ha permesso di acquisire importanti informazioni sia sulle strutture sedimentarie formanti il basamento del vulcano, che su quelle delle parti più profonde della crosta.

I dati ETNASEIS sono stati completati dai dati acquisiti durante il progetto MEDEE (responsabile X. Le Pichon). In tale campagna sono stati acquisiti dati di sismica ad alta risoluzione e dati batimetrici tridimensionali con tecnica multibeam. Ciò ha consentito di ottenere oltre ad un'accurata batimetria, una carta della riflettività del fondo mare e informazioni dettagliate delle strutture superficiali dell'*offshore* ionico.

Le informazioni ottenute dall'interpretazione delle linee sismiche multicanale hanno inoltre permesso di riconoscere e mappare una serie di faglie normali di importanza regionale responsabili dell'attività sismica della Sicilia orientale, fornendo nuovi contributi per la valutazione del rischio sismico dell'area.

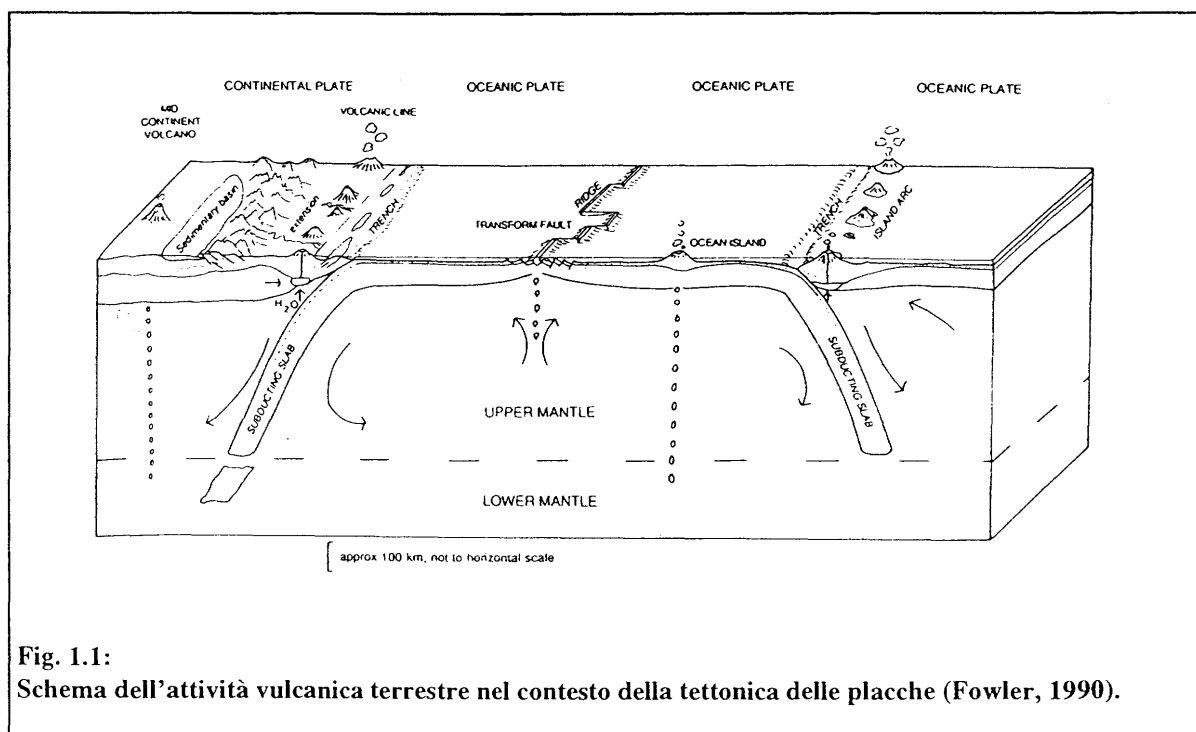
1. IL PROGETTO ETNASEIS

1.1 Obiettivi del progetto

Il progetto ETNASEIS (Etna Tomography Novel Approach by SEISmology) è stato finanziato dall'Unione Europea (CEG DG XII IV.1.2. -Volcanic Risk; contratto EV5V-CT92-0187) e il suo scopo è quello di ottenere un'immagine della struttura del vulcano e del suo basamento. Il motivo per cui esso è stato proposto, è stato quello di cercare informazioni sui rischi vulcanici e sismici a cui è soggetta l'area della Sicilia orientale.

L'Etna rappresenta un raro esempio di vulcano non associabile né al magmatismo dei sistemi arco-fossa e cordigliera, né al magmatismo di apertura oceanica. Per tale motivo è spesso stato associato ai fenomeni effusivi generanti le isole Hawaii che, essendo in posizione centrale rispetto alla zolla litosferica, hanno determinato l'introduzione del concetto di punto caldo (Fig.1.1). Tale ipotesi collega eventi magmatici a punti fissi ad alta temperatura posti nel mantello, dei quali rappresenterebbero i "plumes" superficiali.

Ciò che contraddistingue l'Etna è il fatto che è situato in una situazione geologico-strutturale molto complessa, descritta nel capitolo seguente e il ruolo svolto dal vulcano non è ancora ben chiarito.



La fascia costiera della sicilia orientale prossima al vulcano, densamente abitata, è soggetta anche ad un altro pericolo, rappresentato dal rischio sismico; infatti l'area presenta una notevole attività sismica caratterizzata da intensità tra le più elevate dell'intera penisola italiana (fig. 1.2). Tutta la costa orientale della Sicilia, da Messina a Siracusa, è stata colpita, in tempi storici, da violenti terremoti (Hirn et al., 1997). Nella parte meridionale, nel 1693, un terremoto (Magnitudo superiore a 7), accompagnato da uno tsunami, ha causato la distruzione di circa 50 centri abitati con la morte di decine di migliaia di persone. Sempre nella stessa area e nel 1990 si è verificato un evento sismico di magnitudo pari a 5.4. Nell'area etnea si sono registrati degli eventi di una certa entità nel 1865, nel 1989 e nel 1922, mentre nel settore settentrionale (Stretto di Messina) il 28 dicembre 1908 si verificò un terremoto, di magnitudo pari a 7, che causò la morte di più di 70.000 persone (Gasparini et al., 1982). Anche in questo caso il terremoto fu "accompagnato" da uno tsunami che generò un'onda alta oltre dieci metri che si abbattè sulla città e sulla popolazione che affollava la riva.

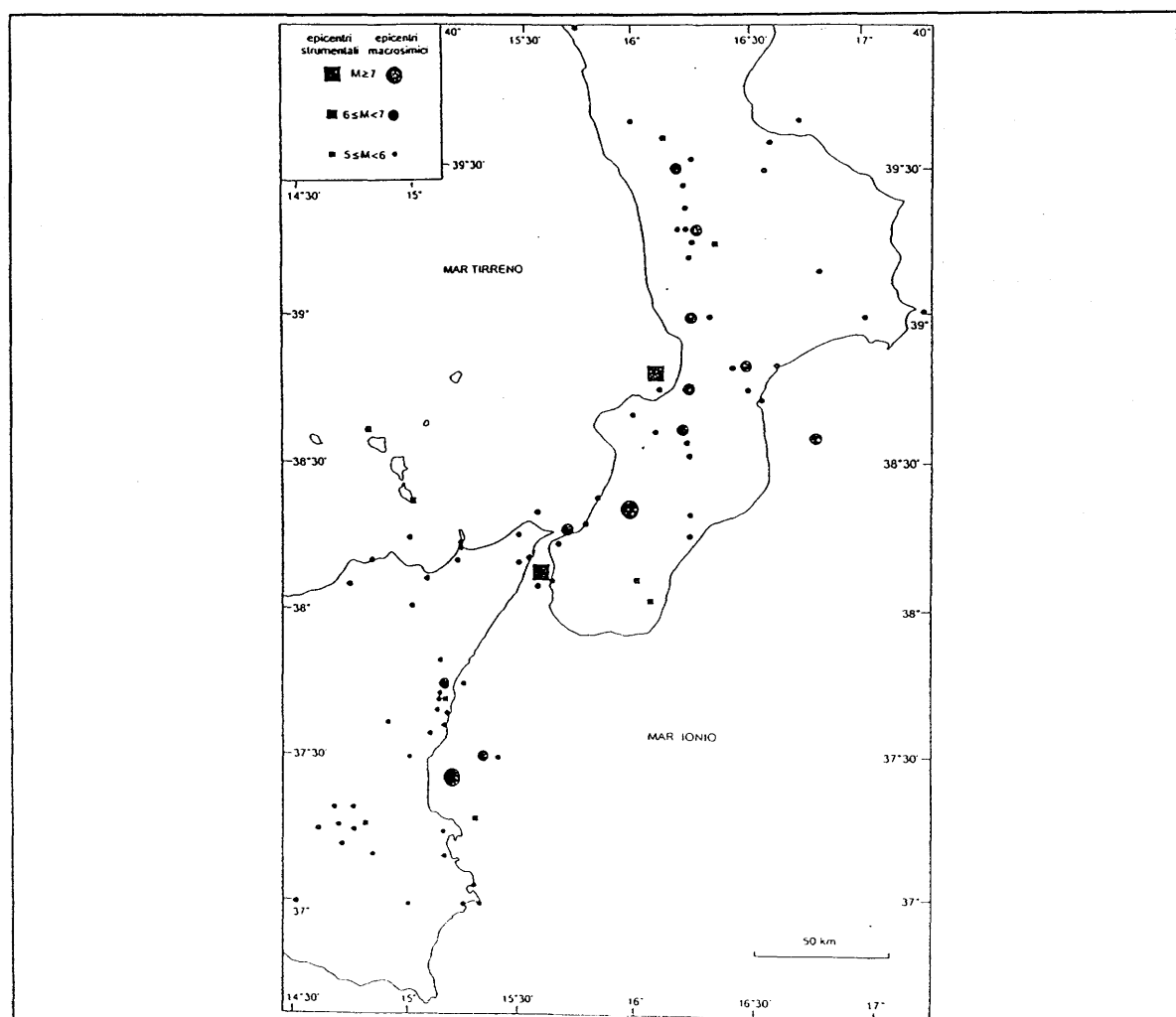


Fig. 1.2:
Carta della sismicità crostale dell'Arco Calabro e della Sicilia orientale (ipocentri con profondità inferiore a 35 km) a partire dall'anno 1000. (Gasparini e t al., 1982)

Lo studio del rischio sismico ha reso necessario allargare l'interesse dall'edificio etneo alle aree prospicienti (Sicilia orientale ed offshore ionico), al fine di determinare gli elementi strutturali responsabili della sismogenesi. L'area etnea, relativamente al rischio vulcanico, non presenta apparentemente grandi pericoli per la vita umana, anche se storicamente è stata interessata da colate laviche che hanno raggiunto Catania (1169 e 1669). Tuttavia una non accorta pianificazione territoriale o fenomeni di abusivismo edilizio, hanno causato anche recentemente precisi rischi per i beni immobili, come durante l'eruzione avvenuta nel periodo 1991-1993. Il vulcano comunque non è caratterizzato da attività esplosiva drammatica e non sono presenti attualmente fenomeni di nubi ardenti e colate piroclastiche; le colate laviche non raggiungono velocità elevate e quindi permettono l'evacuazione controllata delle aree colpite.

1.2 Fasi del progetto e metodologie impiegate

Il progetto ETNASEIS si è sviluppato tra il 1993 e il 1995 con la partecipazione dei seguenti enti di ricerca:

- I.P.G (Institute de Physique du Globe) di Parigi (Francia), il cui responsabile e coordinatore del progetto è il dott. A. Hirn;
- Università degli Studi di Trieste (D.I.N.M.A., Italia) con responsabile il prof. R. Nicolich;
- Università di Barcellona (Institut J. Almera, Spagna) con responsabile il dott. J. Gallart.

Accanto ai suddetti gruppi di ricerca, hanno contribuito all'attuazione del progetto: l'Osservatorio Geofisico Sperimentale con la nave OGS-Explora, l'IFREMER di Brest con la nave Le Nadir, la Discovery, la Geosystem, la C.S.G. di Trieste, l'Istituto di Geologia e Geofisica dell'Università di Catania e le Università di Atene, Copenaghen, Palermo e Cosenza.

L'acquisizione dei dati può essere suddivisa in quattro fasi principali.

La prima fase del progetto si è svolta nell'aprile del 1993 con l'acquisizione di due linee sismiche multicanale (E3 ed E5) nell'off-shore ionico e con un ascolto remoto a terra degli scoppi effettuati a mare tramite stazioni sismiche digitali a tre componenti (vedi fig. 1.3). L'elaborazione dei dati ha permesso di valutare la qualità delle linee multicanale e delle registrazioni a terra, di verificare la capacità di penetrazione della sorgente sismica impiegata, costituita da cannoni ad aria compressa (air guns) sincronizzati sul primo impulso di bolla (*single bubble mode*).

La seconda fase, che ha avuto luogo nell'autunno 1993, si è svolta esclusivamente a terra, ed ha permesso di acquisire una linea sismica multicanale sul versante meridionale dell'Etna (linea L6). Sono stati inoltre effettuati quattro scoppi in due diversi punti al limite dell'edificio vulcanico

(Calatabiano e Randazzo) registrati da due stendimenti passanti rispettivamente sul versante orientale e occidentale del vulcano. Ciò al fine di valutare il potere di penetrazione e risoluzione del metodo sismico a riflessione sulle lave, di verificare la trasmissione del segnale attraverso l'edificio vulcanico e il rapporto segnale/disturbo nei profili a rifrazione (Fig.1.3).

La fase principale del progetto è stata realizzata nell'autunno 1994. L'esperienza precedente ha suggerito, considerando il basso valore del rapporto costi/qualità dei dati, di non effettuare profili sismici multicanale a riflessione a terra. Sono invece state acquisite sei linee sismiche a riflessione (Fig. 1.5) nell' offshore ionico (E1, E2, E6, E7, EE, EEbis), utilizzando, visto il risultato ottenuto per le linee E3 e E5, il sistema di energizzazione single-bubble, che ha garantito una maggior penetrazione e la possibilità di registrare a terra anche scoppi a mare effettuati ad oltre 100 km dal punto di registrazione.

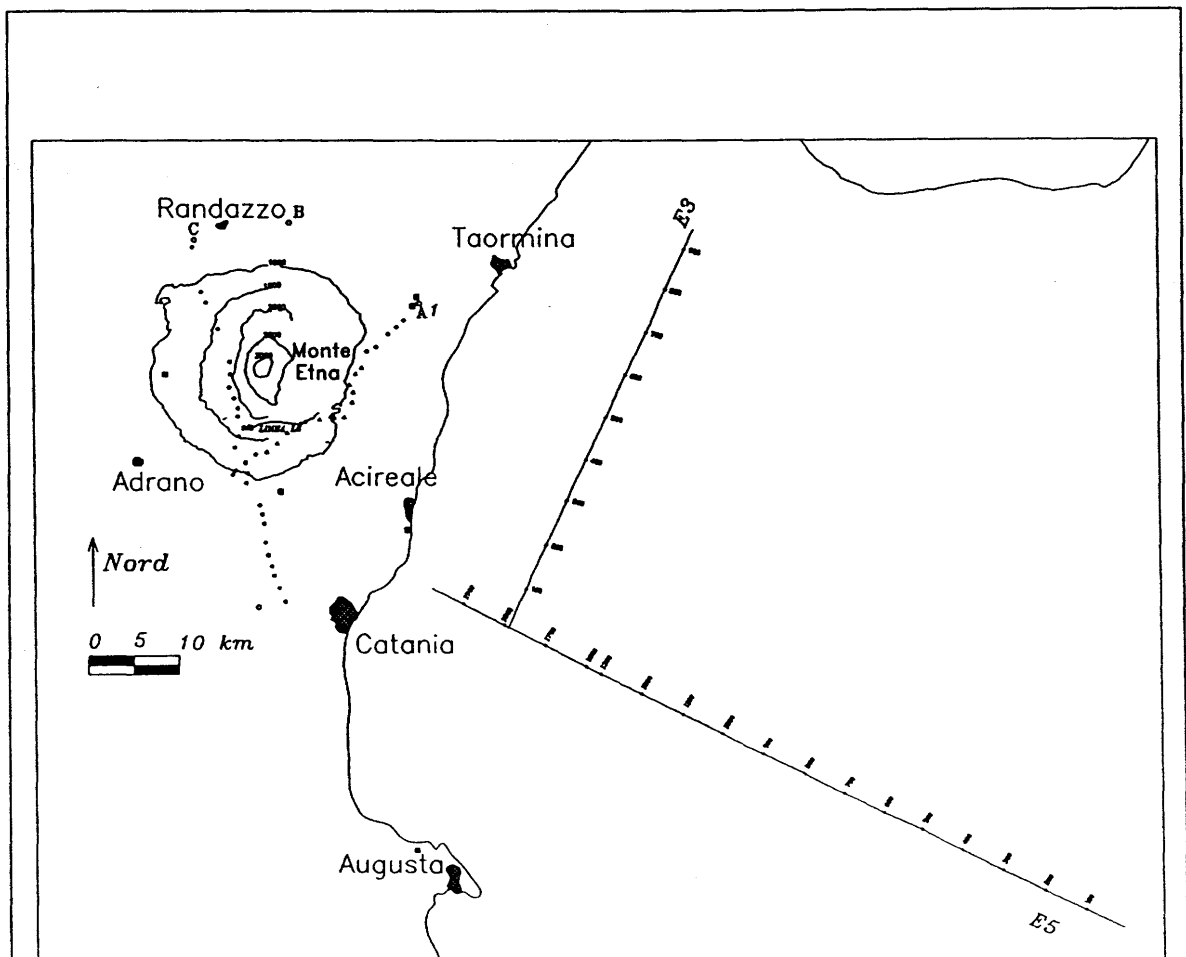


Fig. 1.3:
Mappa di posizione delle linee sismiche a mare (E3 e E5), delle sette stazioni in ascolto remoto a terra (quadrato), dei profili a rifrazione e della linea a riflessione L6, acquisiti nel corso della prima e della seconda fase della campagna ETNASEIS.

Le operazioni a terra infatti prevedevano la registrazione degli scoppi a mare (wide-angle) per illuminare anche le strutture geologiche non coperte dalle operazioni a terra e a mare.

Energizzazioni al limite dell'edificio vulcanico hanno consentito l'acquisizione di profili a rifrazione e dati per il rilievo tomografico cross-vulcano (Fig. 1.4). Il sistema di acquisizione era garantito da stazioni singole a tre componenti e da stendimenti multicanali, lungo i quali, al fine di determinare le strutture più superficiali, sono stati effettuati degli scoppi con piccola quantità di esplosivo. L'esecuzione dei profili sismici a terra, effettuati all'interno del parco dell'Etna, ha coinvolto oltre all'Ente Parco dell'Etna anche gli uffici tecnici dei comuni etnei, la Questura e la Prefettura di Catania, i Carabinieri e la Guardia Forestale, mentre, per i rilievi in mare, è stato necessario ottenere le autorizzazioni dagli uffici compartimentali marittimi. Grande importanza hanno rivestito i collegamenti, tramite radioVHF o telefono cellulare, tra il personale a bordo della nave e gli addetti alle registrazioni a terra e tra il personale nei punti scoppio a terra e i tecnici addetti alle apparecchiature di registrazione multicanale.

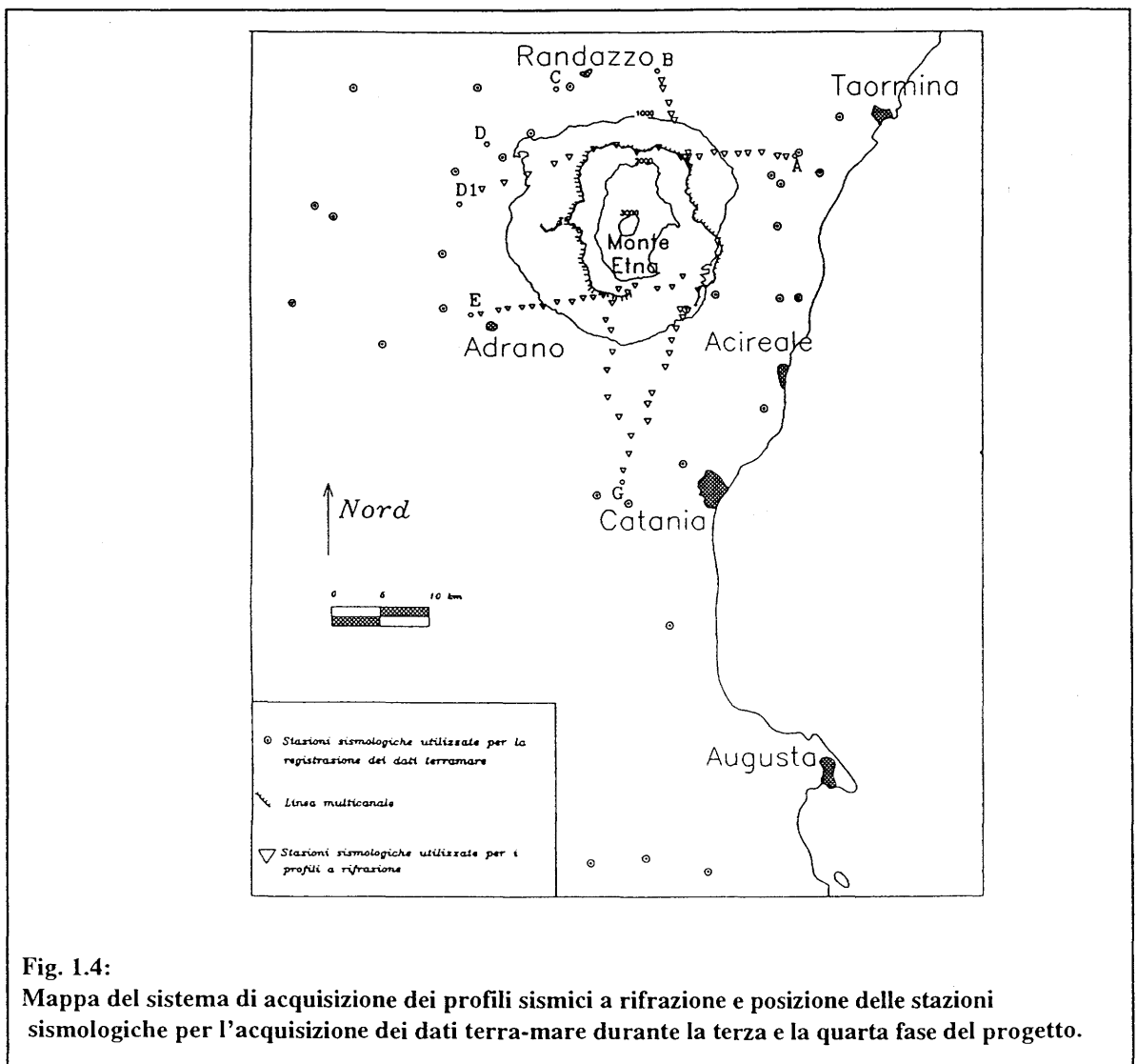


Fig. 1.4:
Mappa del sistema di acquisizione dei profili sismici a rifrazione e posizione delle stazioni sismologiche per l'acquisizione dei dati terra-mare durante la terza e la quarta fase del progetto.

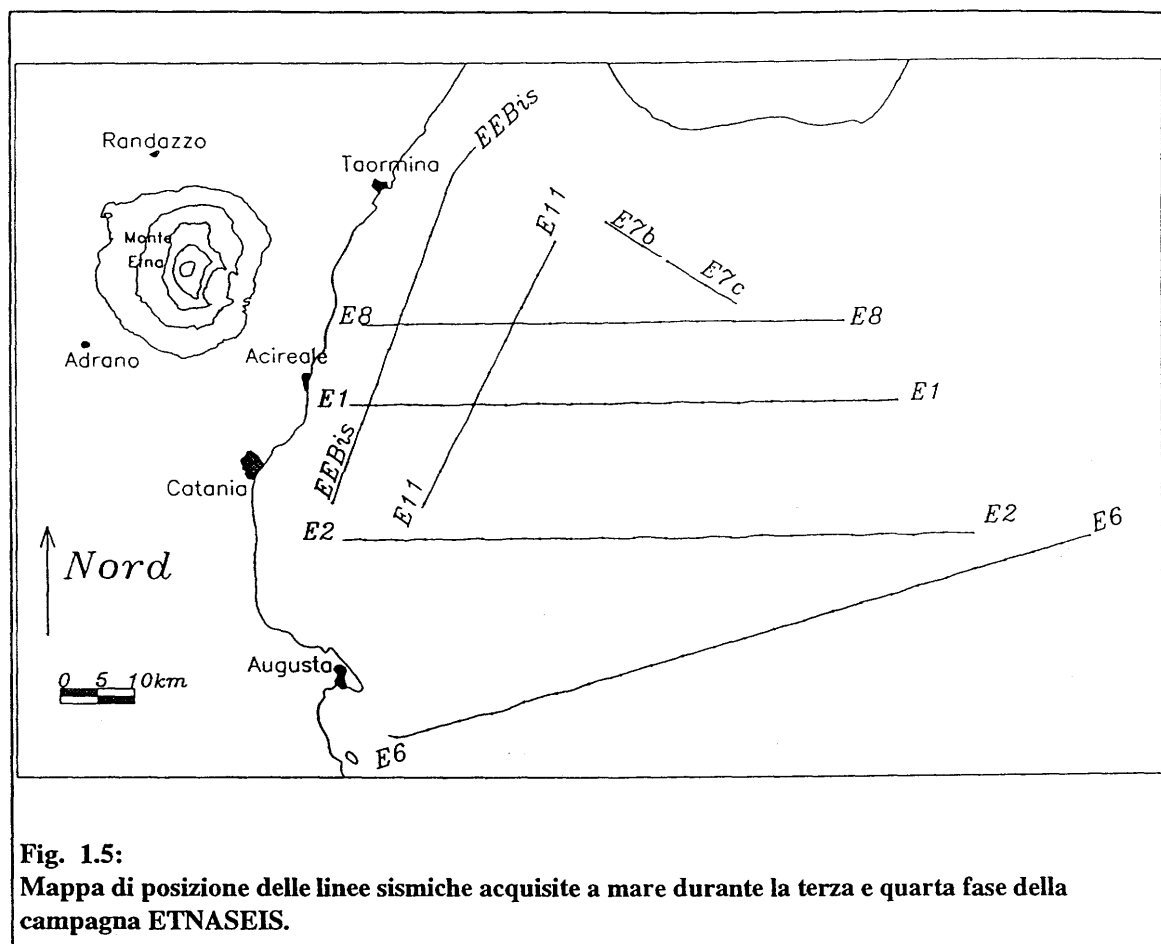


Fig. 1.5:
Mapa di posizione delle linee sismiche acquisite a mare durante la terza e quarta fase della campagna ETNASEIS.

La quarta fase, che si è svolta nell'autunno '95, è stata caratterizzata dall' acquisizione di altre due linee multicanale, E8 e E11 (Fig. 1.5), realizzate questa volta utilizzando sorgenti tradizionali tuned. In questa fase è stata installata, nell'area dell' edificio vulcanico, una rete sismologica, che, oltre alla registrazione degli eventi sismici, ha consentito anche l'acquisizione degli scoppi effettuati a mare (collegamento terra-mare).

Riassumendo, nel settore ionico della Sicilia sono state acquisite 10 linee sismiche multicanale, pari a 580 Km, e contemporaneamente sono state impiegate 25 stazioni digitali a terra per il collegamento terra-mare. Nei giorni antecedenti la terza fase del progetto la N/R O.G.S.-Explora ha effettuato, nell'ambito del progetto CROP, tre linee sismiche multicanale, denominate M21, M31, M39, delle quali è stato organizzato un ascolto remoto a terra che ha permesso di arricchire il data-set del progetto ETNASEIS.

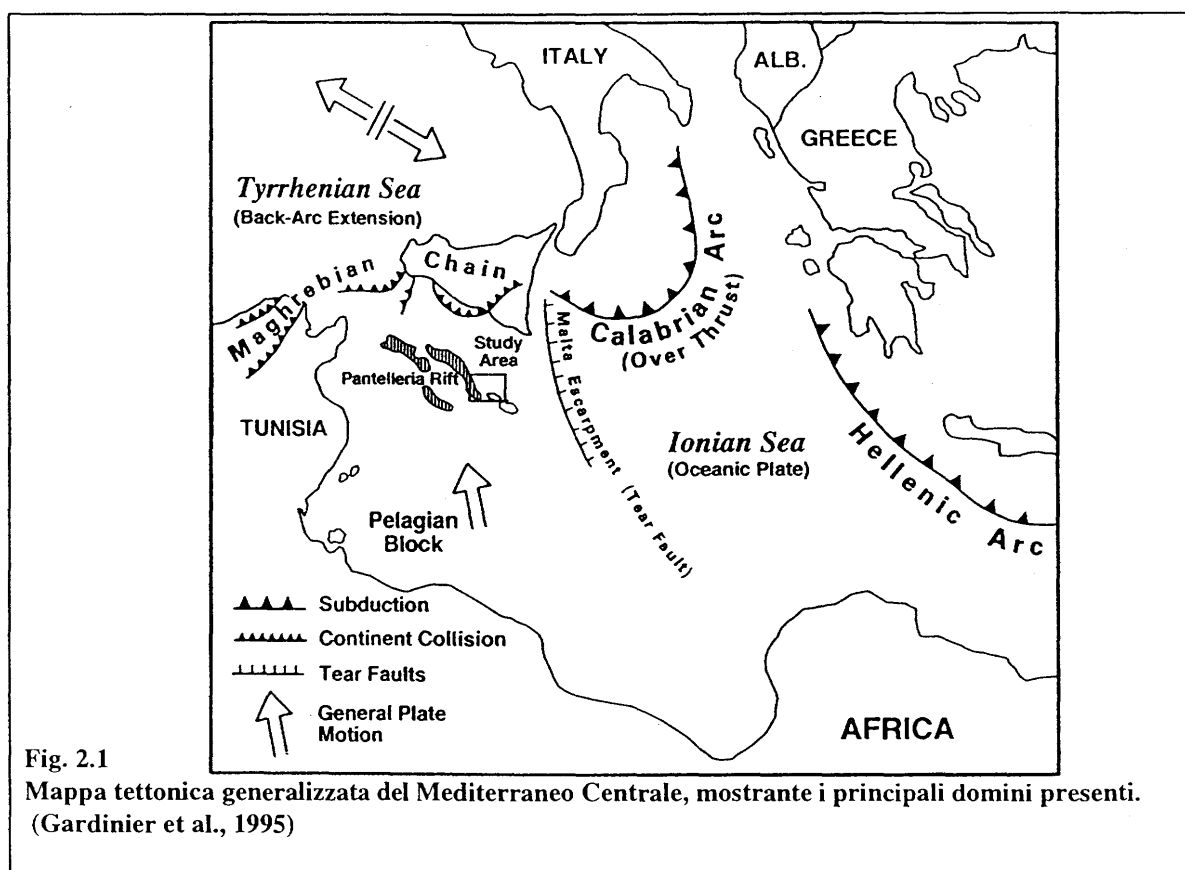
L'utilizzo di quattro stendimenti multicanale, che hanno completamente circondato l'edificio durante gli scoppi effettuati a terra, ha permesso modellare le strutture vulcaniche superficiali, e di definire le velocità e le geometrie delle strutture dell'edificio vulcanico e di quelle sedimentarie sottostanti, tramite i dati cross-vulcano e i profili a rifrazione.

Gli eventi sismici, registrati durante le varie fasi in cui sono state installate le stazioni sismologiche, sono serviti a rivelare la presenza di anomalie del campo di velocità nel basamento dell'edificio vulcanico. Lo studio dei tempi di arrivo delle varie fasi dei terremoti lontani (telesismi) ha consentito la modellizzazione delle anomalie a grande scala. I terremoti avvenuti nell'area del vulcano, per quanto concerne la sismica attiva, hanno costituito un elemento di disturbo.

In contemporanea alle linee sismiche a riflessione acquisite in mare sono state effettuate misure gravimetriche. Esse sono state integrate con quelle acquisite in campagne precedenti dall'O.G.S., sia a terra che in mare, al fine di ottenere una carta gravimetrica della Sicilia centro-orientale e dell'offshore ionico.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

A partire dal Mesozoico, la geodinamica del Mediterraneo Centrale è dominata dalla collisione tra le masse continentali eurasiatica e africana. Questa collisione ha provocato notevoli processi deformativi e ha sviluppato delle strutture locali di distensione, trascorrenza e compressione tra le parti rigide della litosfera (Boccaletti et al., 1984; 1990). Quest'area è contraddistinta da tre domini principali: il Tirreno, il Blocco Pelagico e lo Ionio (Fig. 2.1). Il dominio tirrenico presenta tettonica distensiva e una crosta fortemente assottigliata di tipo continentale che nei settori centrali ed abissali assume le caratteristiche di una crosta oceanica ed è collegato alla catena appenninica per mezzo di faglie listriche (Boccaletti et al., 1984).



Il dominio pelagico si estende dalla Piattaforma di Ragusa, a Nord, fino al cratone africano a Sud ed è quasi completamente costituito da un bacino marginale (il Mar Pelagico) con una profondità media di circa 500 metri. Anche se si tratta di un'area relativamente stabile, costituita da crosta continentale relativamente assottigliata, la zona centrale del Blocco Pelagico, a partire dal Messiniano, è stata interessata da un'estesa attività di rifting che ha dato origine ai graben assiali del Canale di Sicilia (Ben-Avraham & Grasso, 1990).

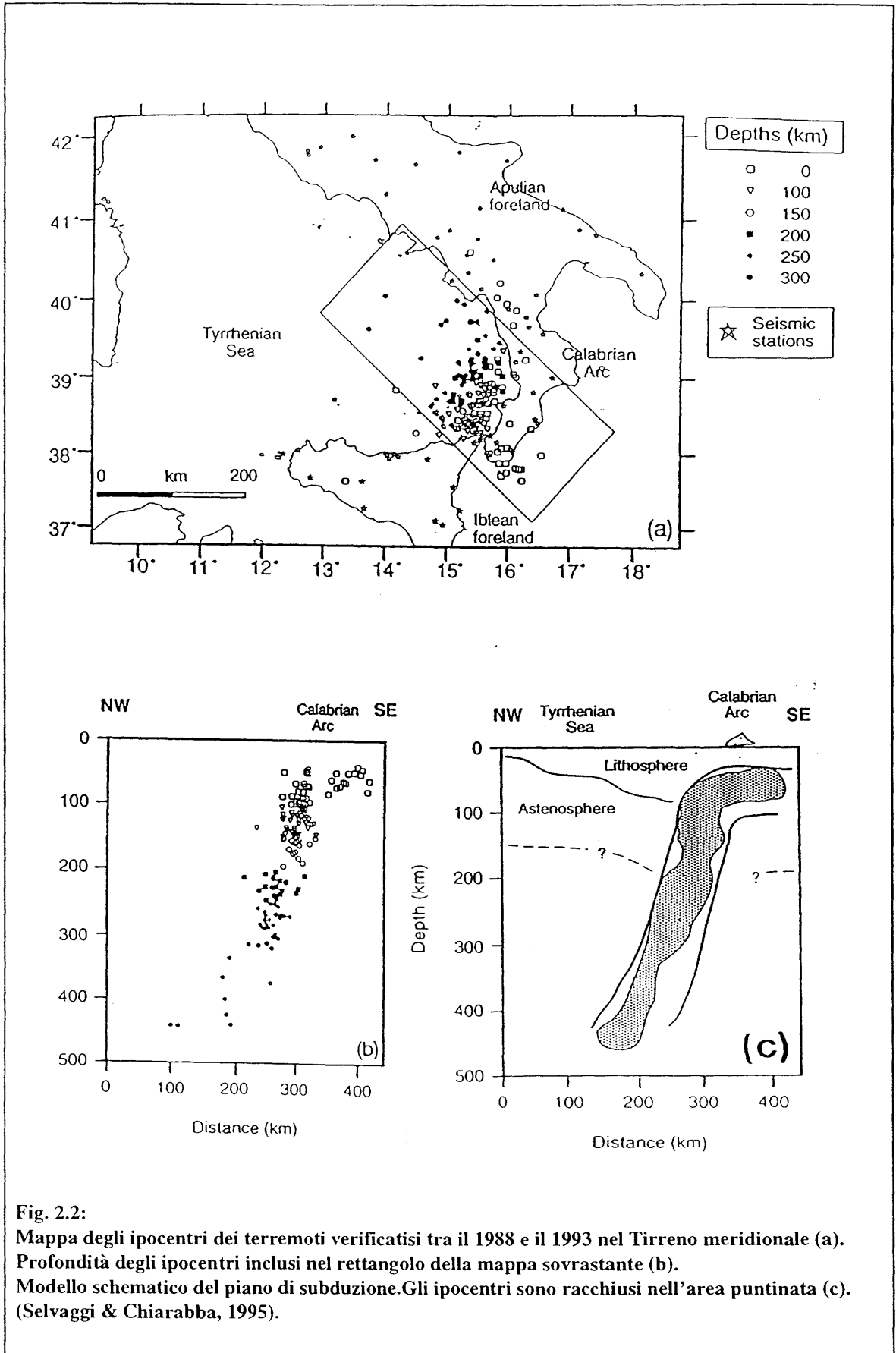


Fig. 2.2:
 Mappa degli ipocentri dei terremoti verificatisi tra il 1988 e il 1993 nel Tirreno meridionale (a).
 Profondità degli ipocentri inclusi nel rettangolo della mappa sovrastante (b).
 Modello schematico del piano di subduzione. Gli ipocentri sono racchiusi nell'area puntinata (c).
 (Selvaggi & Chiarabba, 1995).

Il dominio ionico è separato da quello pelagico dalla scarpata di Malta, che è uno degli elementi più antichi e meglio preservati dell'evoluzione geodinamica del Mediterraneo. La natura del Mar Ionio è tuttora un problema assai discusso. Secondo alcuni autori (Makris & Stobbe, 1984) esso sarebbe un bacino oceanico residuo dell'antica Tetide e le attuali deformazioni sarebbero causate da processi verticali dovute ad anomalie di temperatura e di densità nel mantello superiore. Invece, per Biju-Duval et al. (1977) e Sengor & Yilmaz (1981) il bacino ionico potrebbe essere il relitto di una zona oceanica di età Mesozoica (Mesogea) che separava il blocco Apulo a Nord dalla placca Africana. Altri autori (Hinz, 1974; Boccaletti et al., 1984) pensano che il Bacino Ionico sia caratterizzato da una crosta continentale assottigliata. Le sue caratteristiche crostali sono state descritte infine da Cernobori et al. (1996).

Per quanto riguarda i processi tettonici che controllano le deformazioni nella zona tra il dominio tirrenico e quello ionico esistono due ipotesi antitetiche. Nella prima si ritiene che la placca ionica subduca quella tirrenica, nella seconda, invece, sarebbe la crosta tirrenica del blocco calabro a sovrapporsi a quella ionica. Uno studio di inversione tomografica di 2777 arrivi di onde P di 178 terremoti, avvenuti tra il 1988 e il 1993 (Selvaggi & Chiarabba, 1995) nell'area in discussione, ha evidenziato la possibile presenza di un piano di subduzione della crosta ionica che si immerge bruscamente, con un'inclinazione di circa 70° e direzione di immersione Nord-Ovest (Fig. 2.2). Altri autori (Locardi & Nicolich, 1988) considerano invece questa fascia sismica semplicemente come il contatto tra il mantello caldo ed attivo (cella convettiva) del Tirreno meridionale e i domini freddi adriatici e ionici.

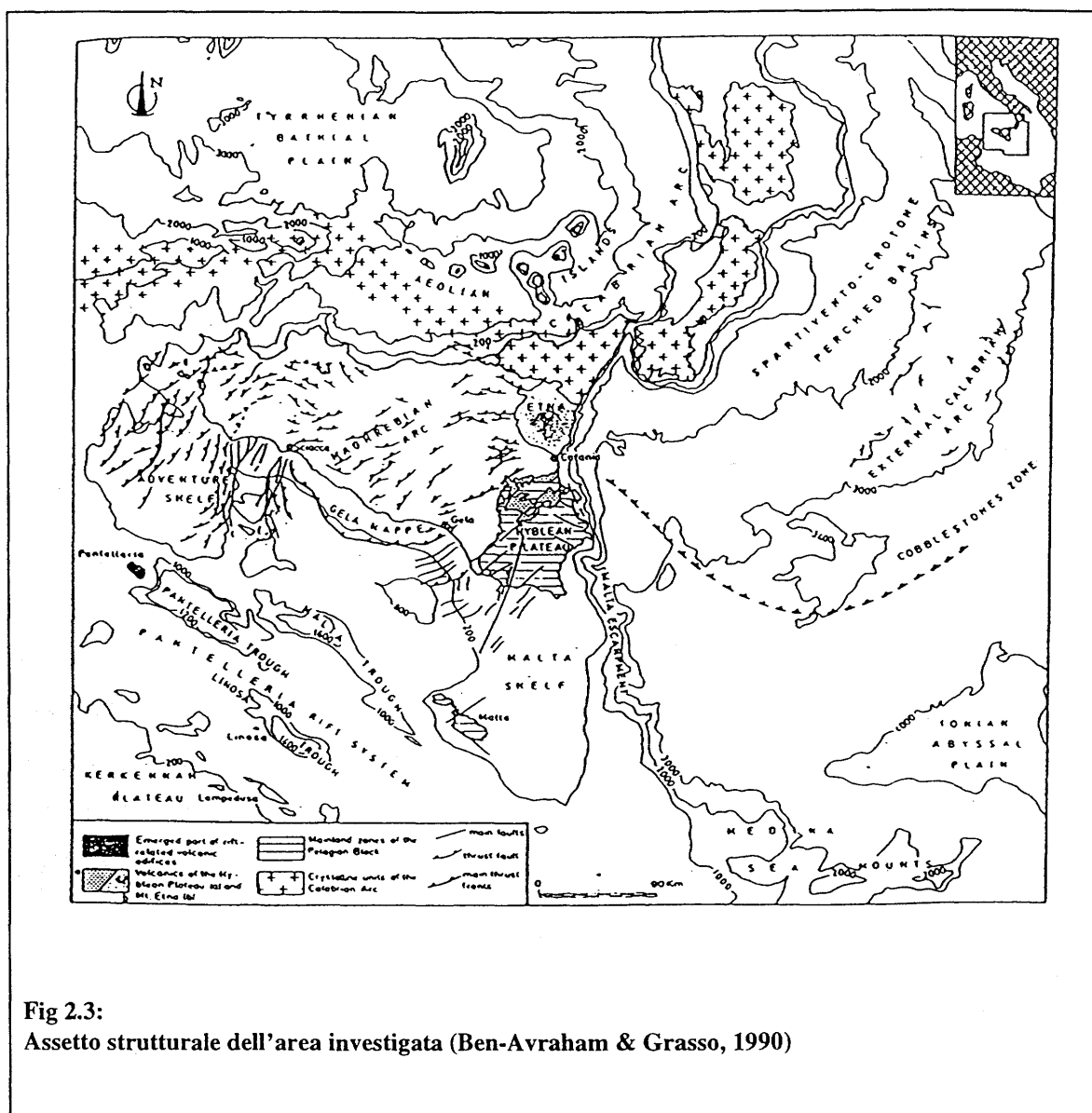
L'area da noi investigata comprende il margine orientale della Sicilia e la parte occidentale del Mar Ionio.

In quest'area si possono distinguere le seguenti unità (Fig. 2.3):

- Arco Calabro
- Catena Maghrebide
- Complesso vulcanico dell'Etna
- Plateau Ibleo
- Bacino Ionico

2.1 L'Arco Calabro

L'Arco Calabro, posto tra la Catena Appenninica e la Catena Maghrebide, divide il bacino ionico da quello tirrenico. E' costituito da una struttura complessa di unità tettoniche sedimentarie e cristalline, imbricate con vergenza verso SE.



I limiti tettonici dell'Arco Calabro sono rappresentati dalla linea di Sanginetto a Nord e dalla linea di Taormina a Sud, che sono state identificate come i "binari" lungo cui si è mosso il blocco calabro. La ricostruzione palinspastica colloca il blocco calabro sull'allineamento delle unità alpine della Corsica e delle Kabilie (Amodio-Morelli et al., 1976; Sartori, 1988) e fa interpretare le coltri cristalline calabresi come porzioni della catena alpina sovrascorse, nel Miocene Inferiore, sulle unità che in seguito hanno formato la catena appenninica (Scandone et al., 1974). Dati Deep Seismic Sounding (DSS) acquisiti nell'area hanno evidenziato la presenza, lungo tutto l'arco, di faglie crostali disposte perpendicolarmente alla struttura e con disposizione radiale dovuta a svincoli profondi lungo i quali si sarebbe strutturato e dislocato l'edificio calabro (Finetti & Del Ben, 1986; Locardi & Nicolich, 1988).

L'analisi cinematica dell'Arco Calabro può essere dedotta dallo studio dell'apertura del bacino tirrenico, dove, a partire dal Pliocene Inferiore, si è avuta una variazione di direzione degli sforzi da E-W a WNW-ESE (Sartori, 1989). Ciò ha provocato un'interruzione dell'attività della Linea di Sangineto ed il compito di "svincolo" tettonico settentrionale dell'Arco Calabro è stato assunto dalla Linea Cilento-Pollino, collegata da Cinque et al. (1993) alle fasi recenti della tettonica calabrese.

La Linea di Taormina, il margine occidentale dell'Arco Calabro in cui vengono a contatto le unità inferiori della porzione meridionale dell'Arco Calabro con quelle dell'unità Maghrebide e caratterizzata da una direzione WNW-ESE, presenta lo stesso problema della Linea di Sangineto. Infatti, indagini geofisiche (Cassinis et al., 1969; Colombi et al., 1973; Morelli et al., 1975; Cassinis et al., 1979; Colombi et al., 1979; Bombace et al., 1985; Carapezza et al., 1987) non forniscono elementi che permettano di supporre una prosecuzione in profondità della linea di Taormina. Si può quindi ipotizzare, analogamente al limite settentrionale, che la variazione di direzione degli assi principali di sforzo abbia attivato altre linee di dislocazione e che la tettonica recente sia individuata da elementi distinti da quelli miocenici.

Al suo interno, dal punto di vista strutturale, l'Arco Calabro può essere suddiviso in due segmenti principali, differenziati dal tipo di litologie affioranti e identificabili nel modo seguente:

- Settore Settentrionale, compresa tra la zona di Sangineto e la linea di Catanzaro in cui sono presenti elementi ofiolitici di tipo alpino, plutoniti e metamorfiti;
- Settore Meridionale e Peloritani, in cui sono abbondantemente presenti gli affioramenti di plutoniti e metamorfiti (Scandone, 1982, Boccaletti et al., 1984).

In corrispondenza di Serra S. Bruno, le unità ofiolitiche affioranti nel settore settentrionale scompaiono sotto le unità cristalline delle Serre (blocco Serre-Aspromonte) costituite da metamorfiti di alto e basso grado metamorfico e da plutoniti. La presenza di affioramenti continui da Stilo a Taormina del Flysch di Stilo-Capo d'Orlando (Miocene Inferiore) permette di affermare che dall'Oligocene la Calabria Meridionale costituiva un'unica catena. La formazione di Capo d'Orlando è stata interpretata come sedimento di un bacino di piggy-back, datato Aquitaniano Sup.-Langhiano, che si è depositato sulla catena già deformata (Bonardi et al., 1980).

La porzione esterna dell'Arco Calabro è contraddistinta dalla presenza di potenti bacini sedimentari in prossimità della costa (Crotone, Spartivento). In prossimità della costa sono presenti elementi tettonici che, analogamente a quanto descritto per la parte a terra, smembrano l'arco, mentre nella parte esterna i fronti non sembrano interessati da questi fenomeni, facendo ipotizzare un maggior cilindricità della deformazione (Barone et al., 1982).

2.2 La Catena Maghrebite

La Catena Maghrebite si estende dall'Arco Calabro fino alla costa occidentale dell'Africa ed è individuabile nella porzione con direzione E-W e ENE-WSW della deformazione terziaria Africa- vergente del Mediterraneo Centrale. Essa è collocata a S e W della linea di Taormina e a NW della linea Gela-Catania che la separa dal Plateau Ibleo, mentre i limiti settentrionali e meridionali sono da ricercarsi rispettivamente nel bacino tirrenico e sul margine settentrionale dell'Avampaese Pelagico. Questa catena è formata prevalentemente da unità accavallate sull'avanfossa con uno stile regionale di propagazione tipo piggy-back (Lentini et al.,1990), ad eccezione della Falda di Gela che, in fuorisequenza, sovrascorre le unità più esterne. L'analisi di dati gravimetrici (Morelli et al., 1975, fig. 2.4) evidenzia la presenza di una grande anomalia negativa di Bouguer nel centro dell' isola interpretabile come l'avanfossa miocenica della catena, ormai coinvolta nella deformazione (Patacca et al., 1979).

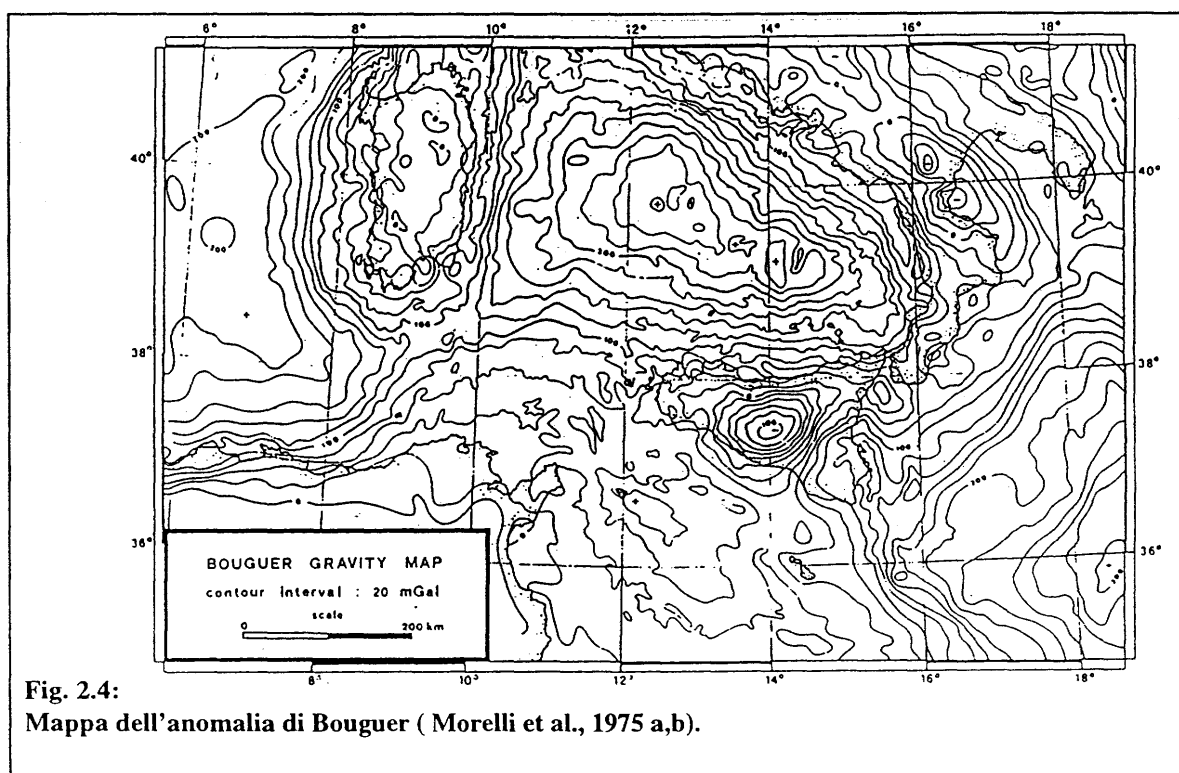


Fig. 2.4:
Mappa dell'anomalia di Bouguer (Morelli et al., 1975 a,b).

Successive indagini magnetometriche (Cassano et al., 1986) e di misure di flusso di calore (Della Vedova & Pellis, 1988), confermerebbero la presenza di una zona in cui le unità della catena sono sovrascorse sopra una notevole successione sedimentaria.

Basandosi sull'osservazione dei fenomeni di strike-slip a media e a grande scala che interessano la catena siciliana, e coniugando la conoscenza delle strutture profonde della Sicilia orientale (Carozzo et al., 1989; Bianchi et al., 1987) con nuovi dati di superficie, è stato possibile

ipotizzare un modello cinematico per le Maghrebidi siciliane (Giunta, 1985; Giunta et al., 1989, Giunta, 1991).

Nella Catena Maghrebide sono individuabili tre elementi tettonici principali:

- un elemento, affiorante nell'area peloritana, che rappresenterebbe il margine meridionale del cratone europeo;
- un elemento sicilide, presente nella Sicilia centrale, riferibile alla porzione oceanica;
- un elemento esterno, confinato nella parte occidentale dell'isola e che costituirebbe il margine settentrionale del cratone africano.

L'analisi di dati paleomagnetici ha evidenziato come le unità affioranti nella catena, abbiano subito una rotazione oraria in tempi coevi alla messa in posto delle coltri. Tale rotazione è comune a tutta l'area del Mediterraneo ed è riscontrabile nella della costruzione della catena eoalpina (Corsica, Calabria), nella successiva migrazione di una parte della stessa e nelle successive fasi deformative.

Lo studio stratigrafico-strutturale ha individuato una complessa struttura tettonica. La presenza di forti discordanze fa ipotizzare che elementi diversi della catena si siano strutturati indipendentemente e successivamente impilati. Inoltre i livelli di scollamenti per i tre elementi principali sono differenti (nei terreni paleozoici per l'Australpino, al Cretaceo basale per il sicilide, al Trias evaporitico per l'elemento esterno) (Frullini, 1996).

- La ricostruzione cinematica fa risalire all'Aquitano la prima fase evolutiva della catena, con la deposizione della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando sull' australpino che, attraverso strike slip destri, migra verso Est fino al limite del settore Sicilide (bacino Numidico). Le successive fasi sono così schematizzabili (Frullini, 1996):
- dal Tortoniano, attraverso una tettonica transpressiva destra, si verifica l'accavallamento delle unità sicilidi sull'elemento esterno e la migrazione dell'attivazione delle faglie dall'interno verso l'esterno, con diminuzione della pendenza (Linea di Taormina). A questo episodio è associabile la deposizione del bacino di piggy-back riferibile alla Formazione di Terravecchia;
- dal Tortoniano superiore l'apertura del bacino tirrenico e la conseguente rotazione della catena eo-appenninica causa il collasso delle aree più interne della Catena Maghrebide. La migrazione verso l'esterno dell'avanfossa e nuovi lineamenti di trascorrenza destra (linea Alia-Malvagna, linea Kumeta- Alcantara, linea della Busambra) determinano la formazione di nuovi embrici, con rotazioni orarie di elementi disarticolati lungo vecchie strutture tettoniche ormai esclusivamente epidermiche, e nuove strutture coniugate trasversali alla catena (linea Tindari-Letojanni). Tutto questo prosegue fino al Pleistocene, causando l'accavallamento dei sistemi appenninico e maghrebide e la migrazione della struttura fino all'avampaese ionico, secondo l'odierna morfologia arcuata;

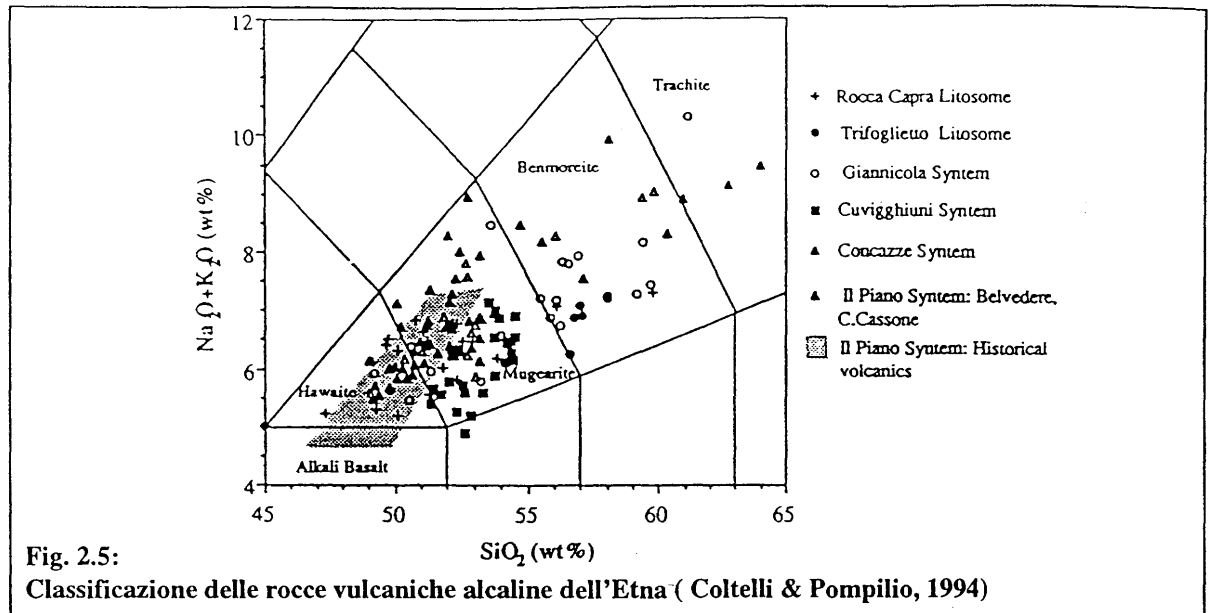
- nel Pliocene medio-superiore avviene il completamento della messa in posto delle unità più esterne su un'avanfossa impostata su un'avampaese di tipo ragusano. Successivamente delle unità "fuori sequenza" seppelliscono parzialmente l'avanfossa, sulle quali a loro volta si depositano nuovi bacini piggy-back. Una nuova migrazione dell'avanfossa produce la "falda" di Gela, attuale fronte della catena Maghrebide siciliana. Si verifica poi un accorciamento generalizzato della catena e la tettonica tirrenica produce collassi attraverso lineamenti individuabili in prossimità della costa settentrionale della Sicilia.

2.3 Il Monte Etna

L'Etna, il più grande vulcano europeo, presenta un diametro basale di circa 40 km e raggiunge un'altezza di 3350 m. s.l.m. . E' delimitato, a Nord dalla catena Appennino-Maghrebide, mentre a Sud l'avanfossa Gela-Catania lo separa dal Plateau Ibleo. Si tratta di uno strato-vulcano che, a causa della sovrapposizione di prodotti effusivi diversi provenienti da differenti sistemi di risalita, presenta una struttura notevolmente complessa.

L'attività vulcanica nell'area etnea ebbe inizio tra 700.000 e 500.000 anni fa, quando la catena appennino-maghrebide era già praticamente formata, con l'emissione di magmi basaltici ad affinità tholeiitica e transizionali nelle aree di Acicastello- Acitrezza e di Adrano- Paternò. Lyell, Von Waterhausen e Gemellaro individuarono, nella metà del secolo scorso, due principali centri di emissione magmatica riferibili a due diverse fasi evolutive del vulcano, uno più antico, denominato Trifoglietto e uno, corrispondente all'attuale asse eruttivo, denominato Mongibello (dal nome latino-arabo *mons-gebel*, montagna per eccellenza). Recentemente (Romano, 1982; Cristofolini et al., 1991; Gillot et al., 1995) sono stati riconosciuti altri centri di risalita più antichi che hanno agito tra 200.000 e 100.000 anni fa, denominati Centri Alcalini Antichi (CAA). L'attività dei diversi centri eruttivi sono stati oggetto, nel tempo, di una migrazione da ESE a WNW (Lo Giudice et al., 1982).

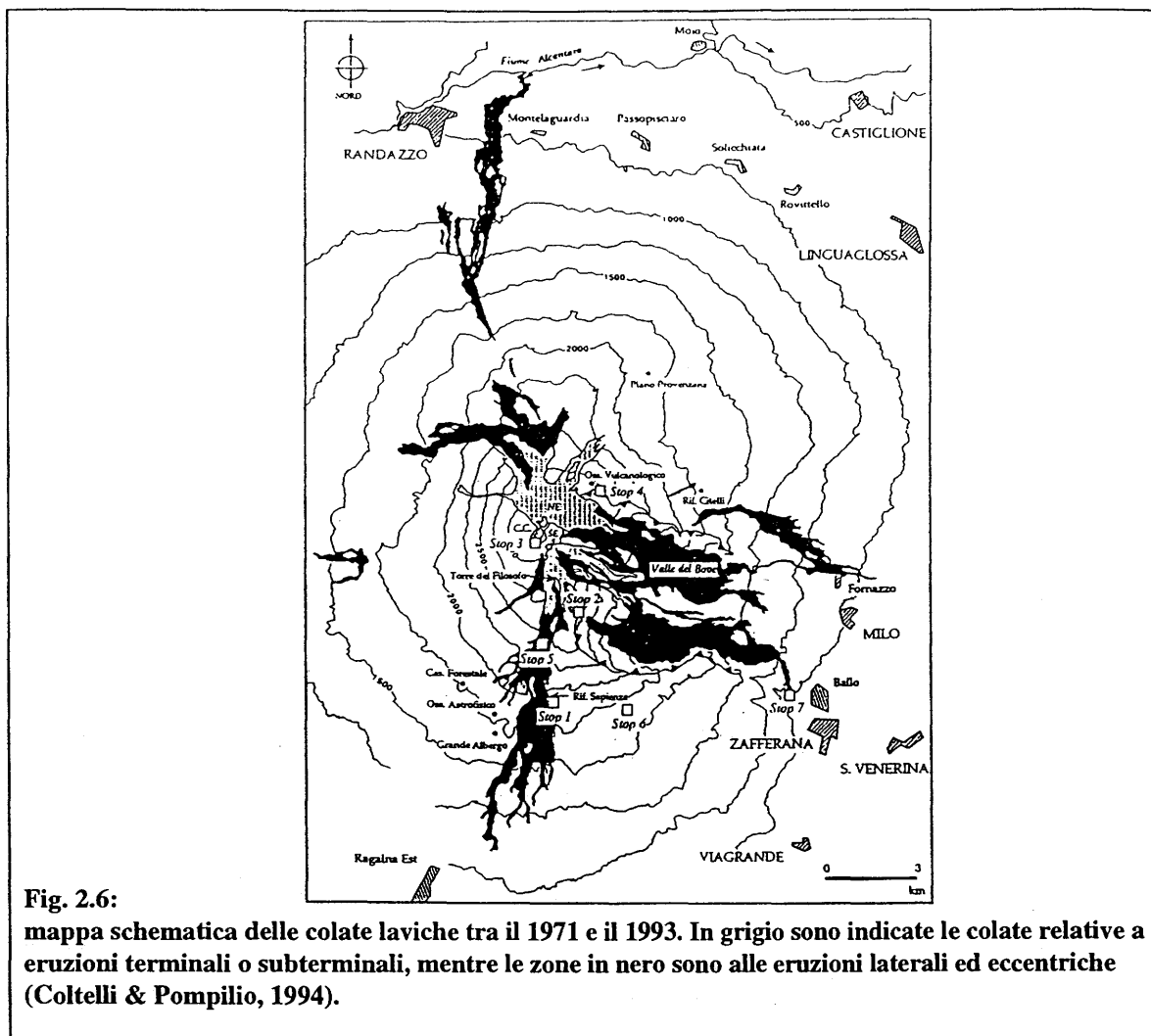
I prodotti dei CAA, rappresentati da lave e piroclastiti, poggiano direttamente sulle argille medio-pleistoceniche e sulle vulcaniti pre-etnee nelle aree di Aci Trezza e Piedimonte. Essi sono a loro volta ricoperti dalle vulcaniti dell'Unità del Trifoglietto (60.000-80.000 anni) affioranti a Nord di Acireale e a Moscarello (Condomines et al., 1982; Gillott et al., 1995). Nel settore orientale del vulcano, tra Piedimonte e Mascali affiorano le vulcaniti appartenenti al Mongibello Antico, datate circa 35 ka (Cristofolini et al., 1977; Romano & Guest, 1979; Condomines et al., 1982; Gillott et al., 1995) e costituite da lave di tipo mugearitico (figura 2.5).



L'edificio vulcanico, riferibile all'attività eruttiva più recente (Mongibello), presenta una forma conica con pendii ad acclività accentuata. E' costituito da un'alternanza di lave e di prodotti piroclastici. Questi ultimi sono i prodotti di attività di tipo esplosivo (Sub-pliniana) che ha dato origine al deposito di estese coltri di materiali tufacei formati o con meccanismi di nube ardente o con colate di fango (lahar). Tali fenomeni, conclusi circa 3000 anni fa, sono rari per un vulcano tipo l'Etna e sono stati caratterizzati da magmi notevolmente differenziati e ricchi in silice (viscosi). Nelle ultime migliaia di anni l'attività vulcanica è stata caratterizzata da esplosività generalmente molto bassa e da emissione di lave abbastanza fluide, con temperature tra 1050 e 1100 °C che, pur potendo provocare localmente danni ingenti sui beni immobili, non costituiscono un serio pericolo per la vita umana.

La recente attività effusiva (vedi fig. 2.6) originata o dalle bocche sommitali o lungo i fianchi del vulcano sono state classificate da Rittman (1965) in tre principali categorie:

- eruzioni terminali o subterminali, caratterizzate da effusioni relativamente tranquille di lava degassata e ad volumi generalmente bassi;
- eruzioni laterali da fessure localizzate sui fianchi del vulcano e contemporaneamente dalle bocche principali del vulcano. Esse sono contraddistinte da attività di tipo stromboliana e da magma degassato. Il volume e la frequenza delle manifestazioni magmatiche sono estremamente variabili; il volume più grande di lava prodotto in tempi storici è riferibile alle eruzioni del XVII secolo, con emissione di 1 km³ di magma;
- eruzioni eccentriche, relative ad emissioni laviche non direttamente connesse al condotto centrale. Sono caratterizzate da una relativa attività esplosiva e da magma degassato e formano dei piccoli con vulcanici sui fianchi dell'Etna. I volumi di lava emessi sono relativamente bassi.



La maggior parte delle colate etnee presentano superfici aspre e tormentate, con una morfologia a creste e con avvallamenti allungati riferibili ai canali di flusso delle colate (lave aa). Più raramente la lava mostra superfici più regolari, spesso arricciate e a forma di ammassi di corde avvolte (lave pahoehoe). Questo tipo di colate sono caratterizzate da complicati sistemi di deflusso che al termine dell'attività effusiva si svuotano dando origine a delle vere e proprie grotte (gallerie di scorrimento).

2.3.1 Tettonica dell'area

L'edificio etneo si è sviluppato al letto del sistema di faglie ibleo- maltese (Scarpata di Malta) che separa il Bacino Ionico dal Blocco Pelagiano. Le faglie normali con componente obliquo-destra e direzione NNW-SSE ubicate sul versante Sud-orientale del vulcano sembrano rappresentare proprio la terminazione settentrionale di questo sistema tettonico (Lo Giudice et al., 1982) che è stato attivo fino al Tortoniano (Casero et al., 1984). Nel versante Nord-orientale del vulcano, questo sistema di faglie cambia direzione, assumendo una direzione NE-SW parallela alle

principali fratture di alimentazione del vulcano (rift di Nord-Est) e collegandosi alle faglie normali che caratterizzano lo Stretto di Messina (Cristofolini et al., 1979; Monaco, Tortorici, Nicolich, Cernobori & Costa, 1996). Le vie preferenziali di risalita dei magmi, caratterizzate da zone di frattura, si dipartono dalla sommità del vulcano con direzioni NE (rift di Nord-Est) e SSE (rift di Sud). Nel rift di NE (Monaco et al., 1995) la faglia della Pernicana è una faglia che risulta essere attiva, ma l'attività sismica superficiale non permette una sua correlazione con superfici di scollamento profonde (figura 2.7).

Le faglie presenti sul versante orientale dell'Etna possono essere suddivise in due sistemi:

- sistema di Acireale-S. Alfio con direzione NNW-SSE,
- sistema di Piedimonte con direzione NNE-SSW.

Il sistema Acireale-S. Alfio è caratterizzato da una faglia principale, avente direzione N 160° E ed immersione ENE, che “controlla” la linea di costa e ribassa un bacino riempito dalla Formazione del Chiancone. Le faglie di S. Leonardello (sin-tetica) e di Trepunti e di Macchia (anti-tetiche) formano, subito a Est, un piccolo graben largo circa 500 m., mentre a Sud-Ovest la faglia di Nizzeti forma un sistema en-echelon che tende a raccordarsi con la faglia principale (fig. 2.7.a).

La Faglia di S. Alfio nella sua parte settentrionale taglia prodotti databili 60-80 ka ed è evidenziata dalla presenza di una scarpata cumulativa (Timpa di Moscarello) di 120 metri. Alla base di questa scarpata la faglia incide la colata del 1689, con rigetti tra i 20 e i 70 cm; da informazioni bibliografiche si evince che la faglia è stata riattivata anche recentemente durante i terremoti del 1865, 1911 e 1971 (Grassi, 1865; Riccò, 1912; Riuscetti & Di Stefano, 1971; Postpischl, 1985).

Verso Sud la scarpata di faglia si riduce sempre più fino a sparire sotto colate laviche storiche e preistoriche. La faglia di S. Leonardello è caratterizzata da una scarpata rettilinea alta 25-30 metri che taglia i fanglomerati del Chiancone e le colate laviche sovrastanti, più recenti di 14.000 anni.

A sud la faglia di S. Leonardello rigetta una colata preistorica (4-2.4 ka) di 5-6 m. e una colata del IX secolo di circa 1.5 m. per poi scomparire in mare nei pressi di Stazzo.

Essa ha subito anche delle riattivazioni recenti, durante i terremoti del 1881, 1920, 1950 e 1989 con rigetti verticali fino a 50 cm (Silvestri, 1883; Platania, 1922; Cumin, 1954; Postpischl, 1985; Azzaro et al., 1989). A sud, in corrispondenza di S. Tecla (fig. 2.7.a) è individuabile la

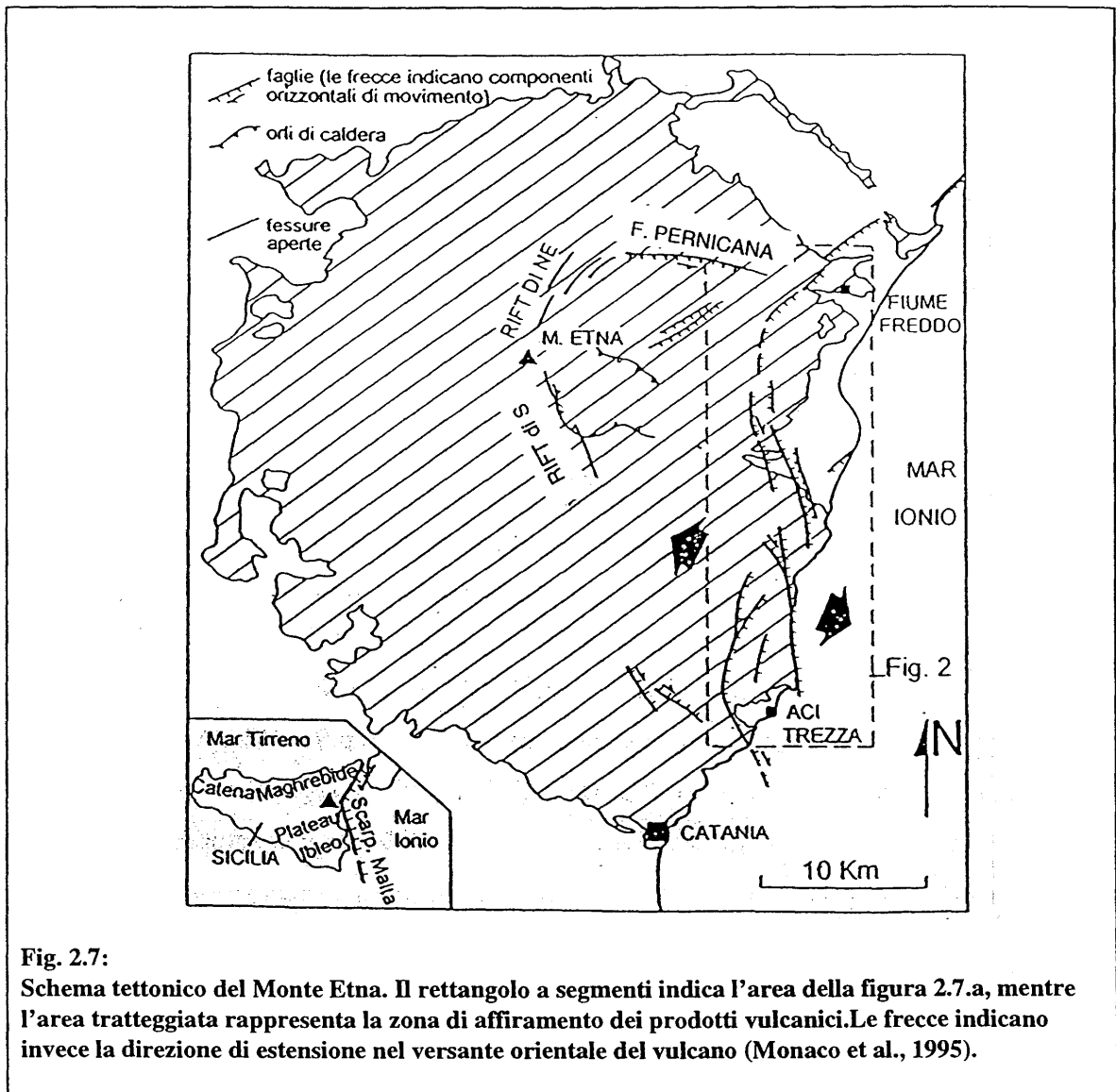
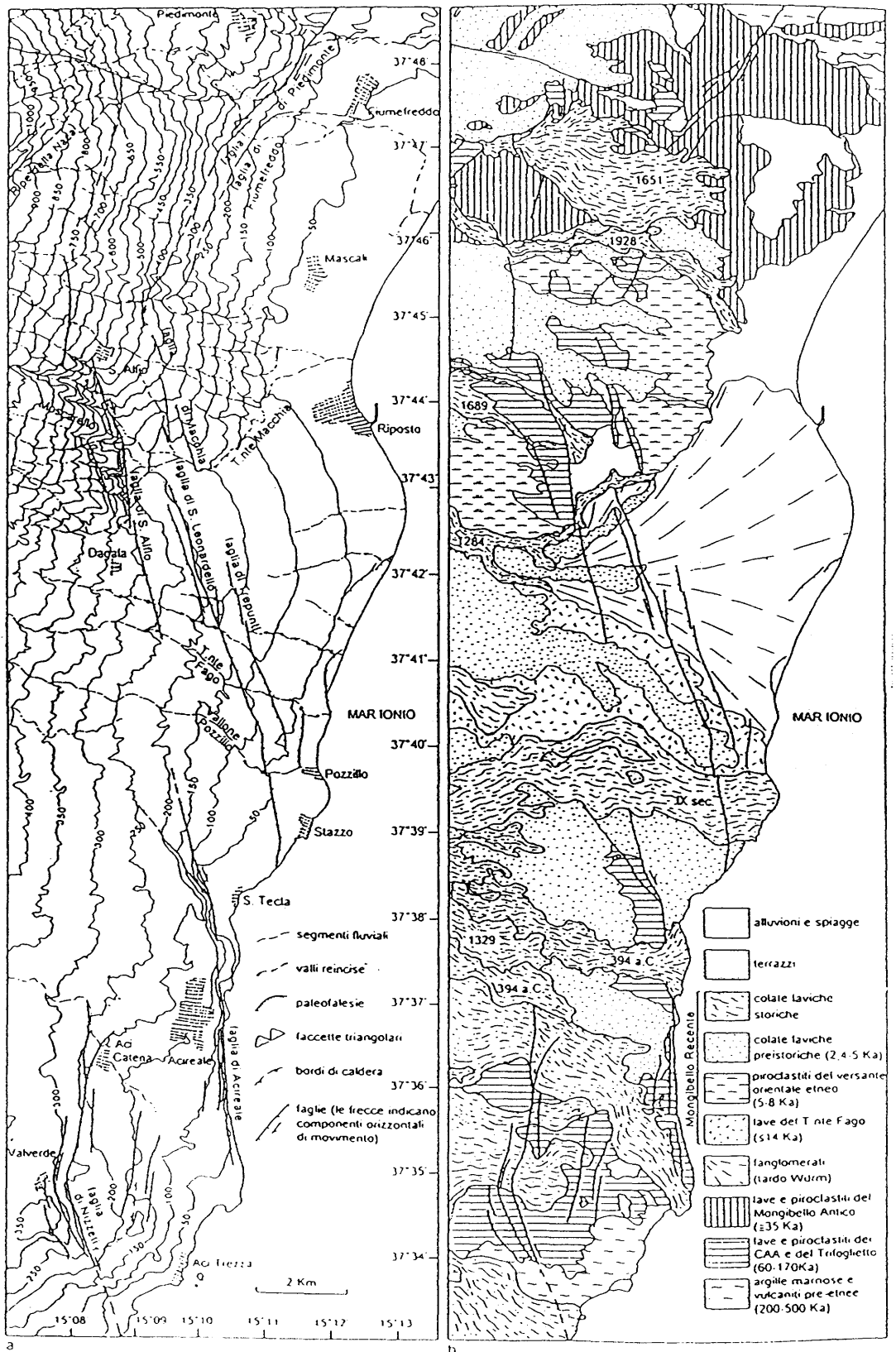


Fig. 2.7:
Schema tettonico del Monte Etna. Il rettangolo a segmenti indica l'area della figura 2.7.a, mentre l'area tratteggiata rappresenta la zona di affioramento dei prodotti vulcanici. Le frecce indicano invece la direzione di estensione nel versante orientale del vulcano (Monaco et al., 1995).

faglia di Acireale, che rappresenta la prosecuzione della faglia di S. Alfiò. È caratterizzata da una scarpata alta fino a 200 m. che taglia prodotti tra i 170.000 e i 60.000 anni (Gillot et al. 1995). Tra S. Tecla ed Acireale la faglia è ammantellata dalla colata del 394 A.C. che non presenta alcun rigetto, mentre a Sud di Acireale, dove la faglia forma una falesia di 120 m., è possibile osservare le fratture di Riedel che indicano dei movimenti laterali destri della faglia (Monaco et al., 1995). I terremoti del Settembre-Ottobre 1981 e del Febbraio 1986 sono stati collegati ad una riattivazione del settore settentrionale della faglia di Acireale (Lo Giudice & Rasà, 1986 e 1992; Patanè et al., 1994). La faglia di Nizzeti, sismicamente attiva in tempi storici (Imbò, 1935), è invece caratterizzata da una scarpata che raggiunge i 100 m. e si ricollega attraverso piccole faglie con direzione NNE alla faglia di Acireale.



L'analisi morfologica delle scarpate di faglia appena descritte, sulla base dell'età dei diversi affioramenti interessati, ha permesso di stabilire che il movimento verticale lungo queste strutture è tra 1 e 2.1 mm/anno e che l'attività delle faglie è legata ad un'estensione con direzione N 100° E (Monaco et al., 1995). Anche se l'analisi strutturale evidenzia la presenza di componenti laterali destre nel sistema Acireale -S. Alfio, nel reticolo idrografico sono presenti soltanto deboli deviazioni. Tra Dagala e Pozzillo (Fig. 2.7.a) Stewart et al. (1993) sulla base di presunte deviazioni del Torrente Fago evidenziano quattro faglie trascorrenti destre, con orientazione NNW. Una dettagliata analisi morfologica (Monaco et al., 1995) eseguita nell'area ha tuttavia smentito tale affermazione.

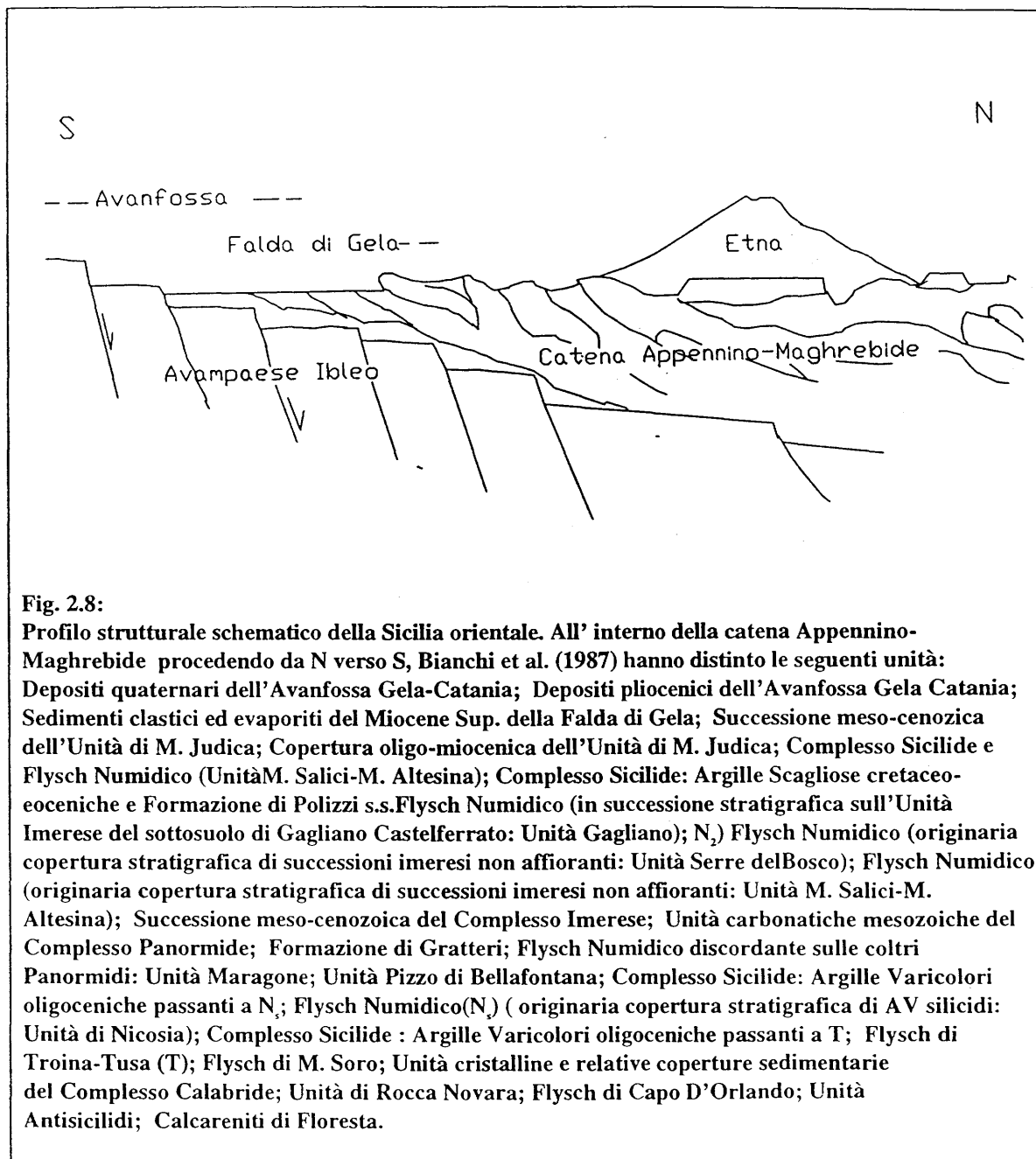
Il sistema di Piedimonte controlla la costa ionica da Fiumefreddo a Messina. La faglia di Piedimonte, di tipo normale, si estende per circa 10 km (fig. 2.7.a) e a SE di Piedimonte è caratterizzata da una scarpata di circa 60 m., lungo la quale sono rigettati prodotti del Mongibello Antico (Gillot et al., 1995; Romano, 1982; Condomines et al., 1982). Nella sua parte più meridionale, la faglia di Piedimonte è affiancata dalla faglia di Fiumefreddo, che è una faglia normale sin-tetica che ha la caratteristica di essere accompagnata da strutture di estensione tipo "gja" (caratterizzate da fessure con apertura fino al metro e da rotazione del blocco ribassato) alla base di una scarpata di circa 20 metri. Nei pressi di Fiumefreddo questa faglia presenta una brusca variazione nella direzione e si dispone lungo la direttrice E-W e mostra fenomeni di creep asismico con danni per gli insediamenti umani (Monaco et al., 1995).

L'analisi di questo secondo sistema di faglie ha rivelato tassi di movimento verticale compreso tra 1.1 (lungo termine) e 1.7 (breve termine) mm/anno e evidenzia anche che la direzione di estensione è orientata, come per il precedente sistema, ESE (Monaco et al., 1995).

Il settore SE della parte sommitale del Monte Etna è caratterizzato dalla presenza di una profonda depressione, la Valle del Bove, avente una lunghezza di 7 km e una larghezza di 4 km. La sua origine è ampiamente dibattuta ed è probabilmente riferibile ad una pluralità di avvenimenti, tra i quali sono da annoverare la formazione di caldere per collasso di antichi edifici conseguentemente a episodi esplosivi, e lo scivolamento lungo discontinuità strutturali, verso valle, di parte di essi (Borgia et al., 1992). Conferme di questi processi sono date dalla presenza di tufi nel basso versante orientale e dai potenti spessori di depositi detritici (Chiancone) costituenti il conoide di Giarre-Riposto.

2.3.2 Struttura del basamento dell' edificio vulcanico

Gli studi geologici effettuati sulle strutture sedimentarie ai limiti dell'edificio vulcanico, associati ai dati ricavati dai pozzi per la ricerca di idrocarburi eseguiti nell'area, sono fondamentali per comprendere la natura delle unità sismiche del basamento del vulcano, determinate con l'analisi dei dati sismici a rifrazione acquisiti nell'ambito del progetto.



A Sud dell'Etna è presente l'avanfossa Caltanissetta-Gela-Catania, che divide il vulcano dal Plateau Ibleo calcareo. Una serie di faglie ad orientazione NE-SW ribassano il Plateu Ibleo che

verso Nord sparisce dapprima sotto le coperture quaternarie e successivamente viene coperto anche dal fronte della Falda di Gela (Pliocene-Quaternario).

La presenza nella zona di avanfossa del fronte della Falda di Gela, rappresentante la parte più meridionale della catena Appenninico-Maghrebide, non è affiorante e quindi è desumibile soltanto dai dati di pozzo (Lentini, 1982). Le perforazioni nella Piana di Catania indicano che alla base dei sedimenti terrigeni della Falda di Gela sono presenti le sequenze carbonatiche del Plateu Ibleo su cui poggiano le evaporiti Messiniano, la formazione dei Trubi (Pliocene Inferiore) e le sabbie e le argille del Plio-Pleistocene (Lentini, 1982).

I dati del pozzo o Catania 10 evidenziano invece la presenza di una serie condensata del Giurassico e la completa assenza dei depositi cretacico-miocenici che fa ipotizzare, relativamente a questa zona, una situazione di alto strutturale.

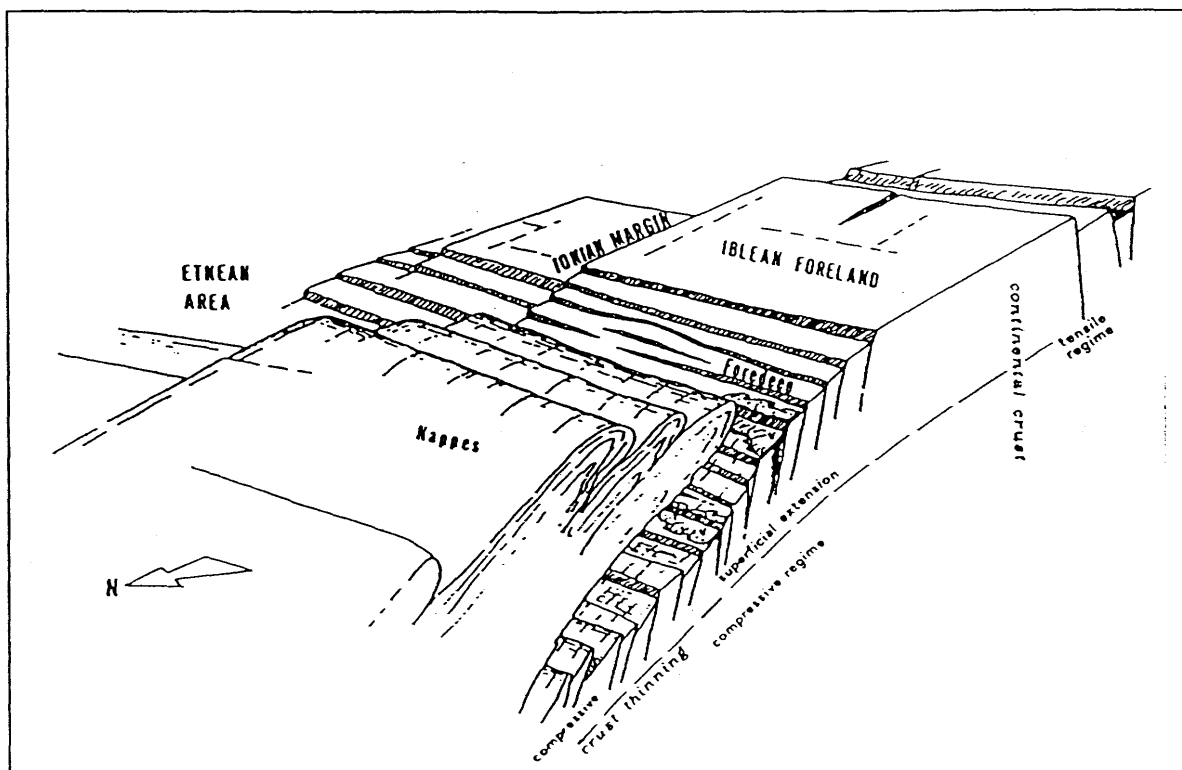
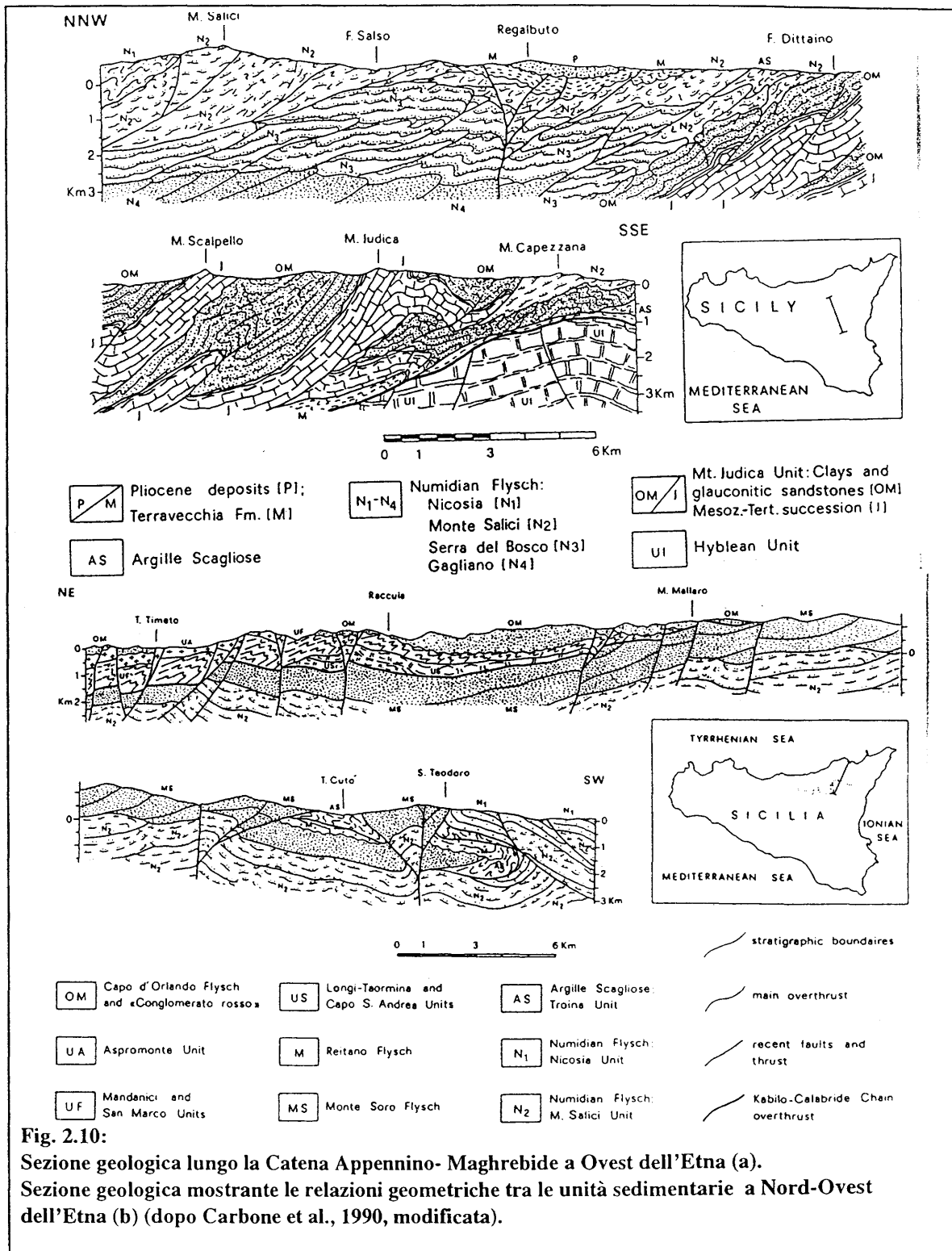


Fig. 11 - Essential schema of the relationship between the most external nappes, the Gela-Catania Foredeep and the Iblean Foreland. The Iblean Foreland (i.e. the Sicilian margin of the African Plate) is affected by downfaulting which has produced the Gela-Catania Foredeep. The most advanced nappes rest tectonically upon the Plio-Quaternary horizons of the Iblean sequence. Several geological profiles allow us to hypothesize that a simple flexing of the crust is sufficient to give rise to a superficial extension with normal faults; while in the deep levels of the crust the same flexing could be accompanied by compressive phenomena. Palinspastic restorations show that the Plio-Pleistocene volcanism (v) of the present-day Iblean margin developed when the same area was still not a margin, but had the rôle of a true foreland, and the entire crust was in tensile regime. Now this volcanism is no longer active, probably because the tensile regime is only superficial. On the contrary, Etnean volcanism, now active, could be linked to totally different structural conditions, probably caused by trends, which cut transversally the main systems of the foredeep foreland on the Ionian side.

Fig.2.9:
Schema rappresentante l'iterazione tra l'avampaese Ibleo e il sistema avanfossa-falda di Gela (Lentini, 1982).

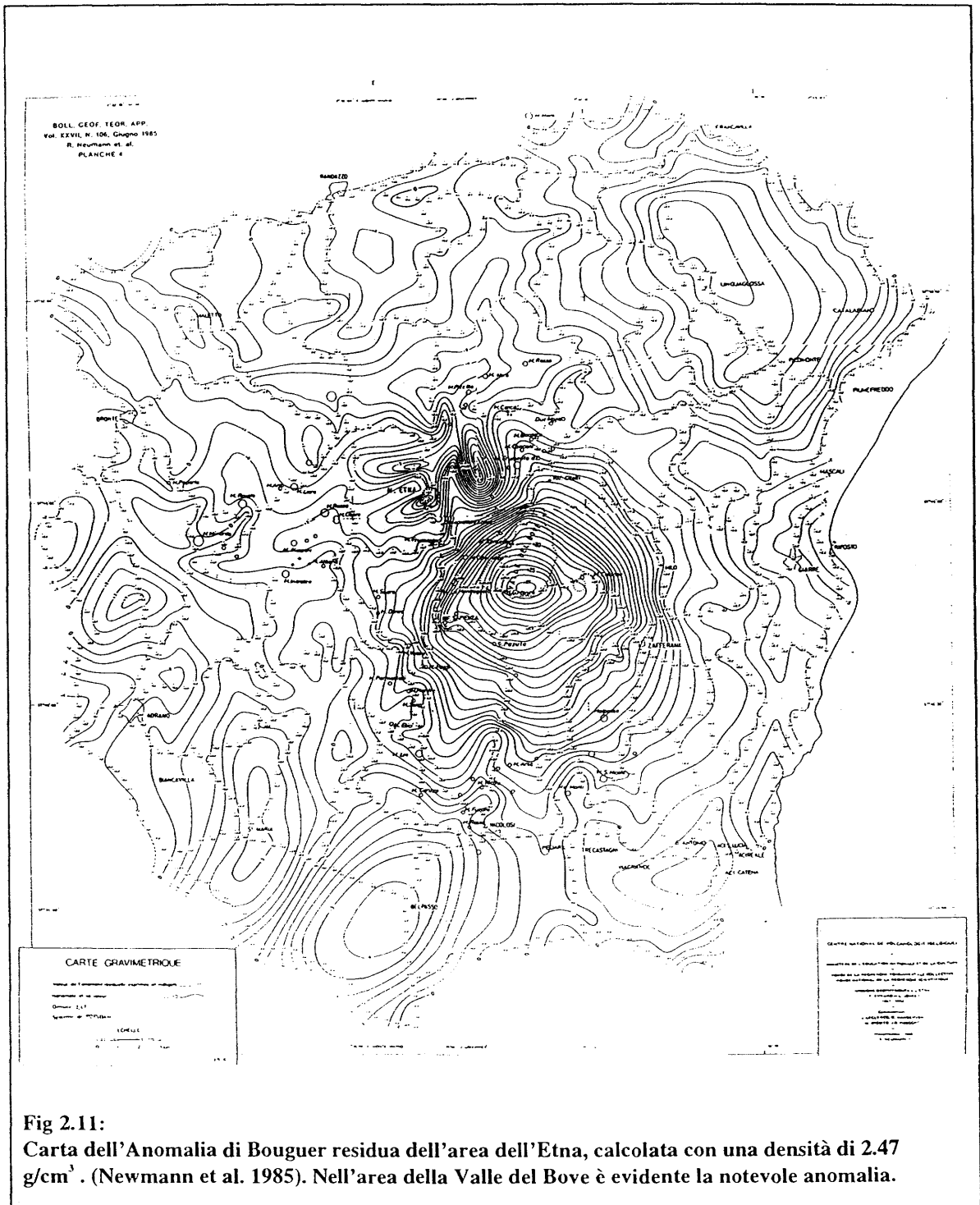
Nella Piana di Catania il complesso ibleo si immerge verso Nord con una pendenza media di 8°-10°; mantenendo costante l'angolo di immersione verso Nord il basamento carbonatico ibleo sarebbe situato ad una profondità di 6-7 km sotto l'edificio vulcanico (Lentini, 1982).



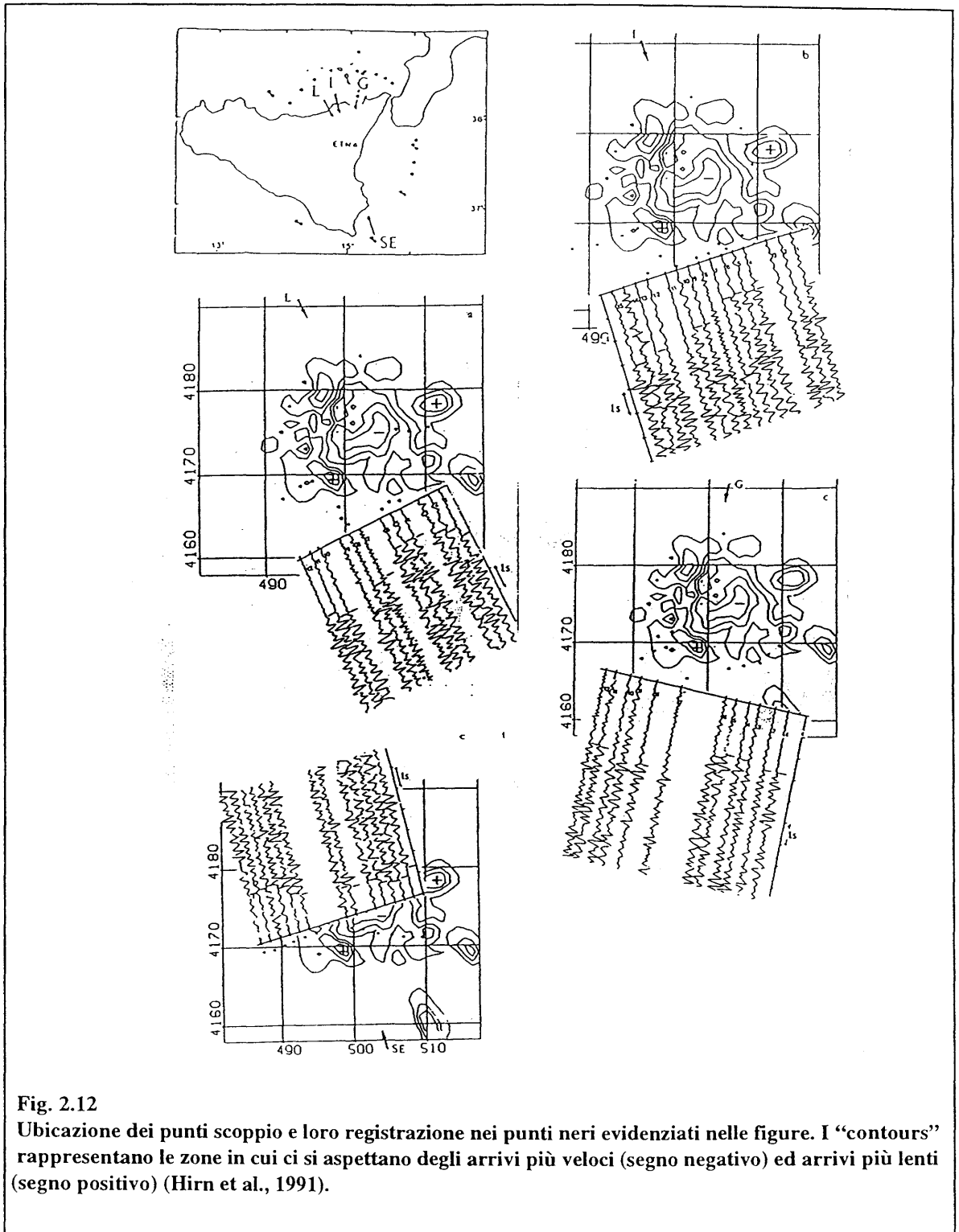
In prossimità dell'Etna (Lentini et al., 1994) sono presenti le unità delle sequenze appartenenti al Flysch Numidico (Oligocene Sup.-Miocene Inf.), costituito da sedimenti argilloso/quarzoarenitici. In Fig. 2.10 sono visibili le geometrie di scollamento delle varie

sequenze del Flysch Numidico e il loro notevole spessore (Carbone et al., 1990). Tali sequenze costituiscono anche il substrato su cui poggia l'edificio vulcanico, come dimostrato dai pozzi per la ricerca di idrocarburi effettuati nell'area.

Dai dati gravimetrici (Colombi et al., 1979) sembra che la base dell'edificio vulcanico etneo non raggiunga in alcun punto profondità superiori a quella della superficie del mare.



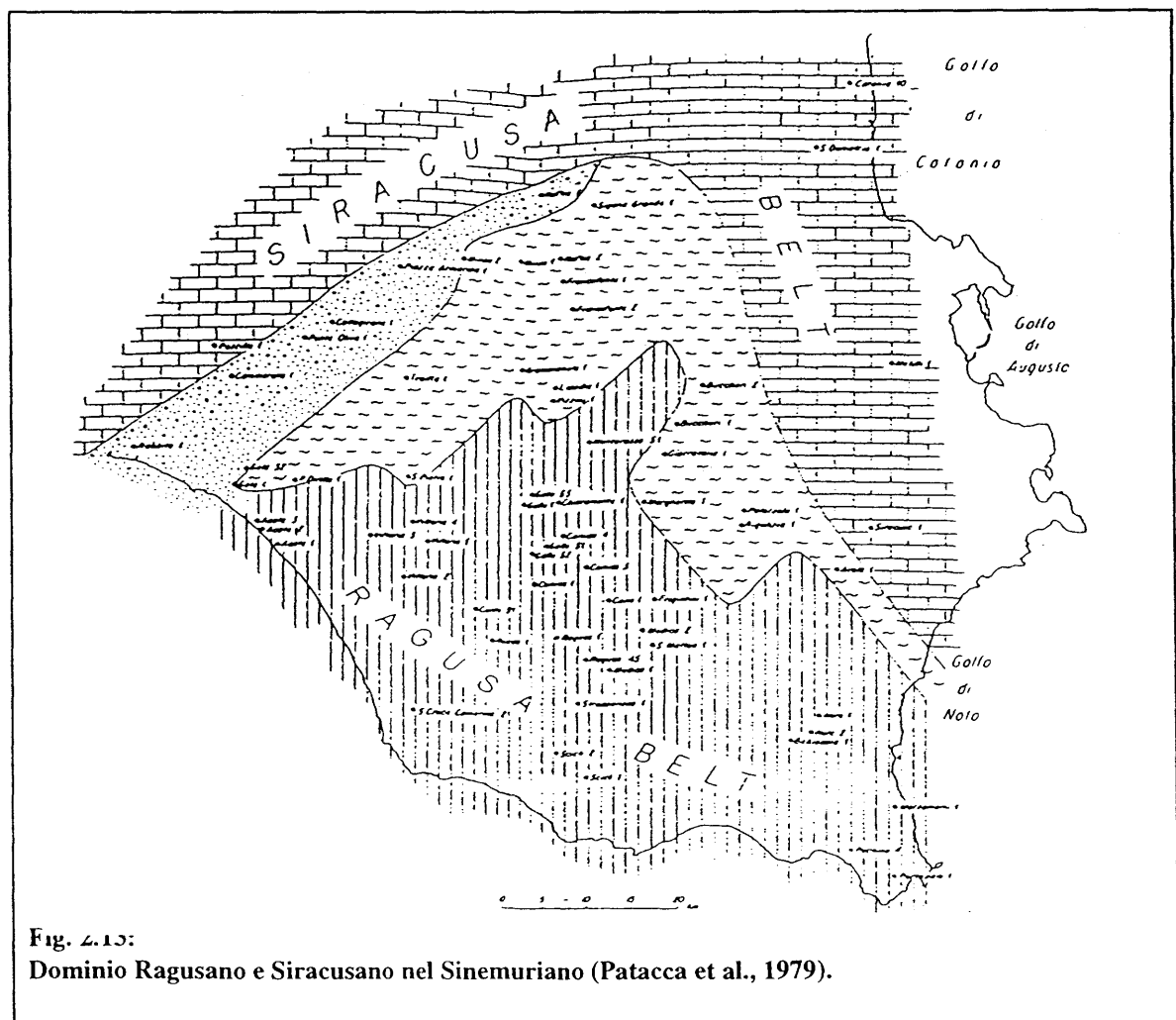
Studi gravimetrici nell'area del vulcano hanno evidenziato come in corrispondenza della Valle del Bove esista una struttura anomala (Klerkx & Evrard, 1970; Newmann et al.,1985; Loddo et al., 1989).



Analoghe evidenze sono state ottenute da Hirn et al. (1991) mediante l'inversione dei tempi di arrivo delle onde P ed S generate da terremoti locali e da energizzazioni effettuate in mare con esplosivo (Fig. 2.12). Successivamente anche Cardaci et al. (1993), utilizzando un'inversione tomografica di tempi di arrivi delle onde P di terremoti locali, hanno riscontrato una forte anomalia di velocità nella Valle del Bove. Tale struttura è stata interpretata come un residuo di un antico centro eruttivo (Newmann et al., 1985) o come una intrusione magmatica (plutone) (Hirn et al., 1991).

2.4 Il Plateau Ibleo

Il Plateau Ibleo è situato nella Sicilia zona sud-orientale della. Esso è delimitato a Est dalla Scarpata di Siracusa-Malta, a NW dalla linea Gela-Catania che separa questo settore, poco deformato, da quello coinvolto nella formazione della Catena Maghrebide e, a Sud, dal limite della piattaforma continentale nel Canale di Sicilia.



Dal punto di vista paleogeografico il Plateau Ibleo viene considerato come il margine continentale africano che nelle fasi tettoniche terziarie del Mediterraneo Centrale ha svolto il ruolo di avampaese.

L'area iblea è stata fin dagli anni '50 oggetto di approfonditi studi e perforazioni per la ricerca di idrocarburi, ma solo un'accurata analisi delle microfacies eseguita da Patacca et al. nel 1979 ha chiarito i rapporti tra le diverse formazioni che la caratterizzano. Nella zona in esame sono stati individuati, relativamente al Mesozoico, due domini paleogeografici: un dominio ragusano, meridionale, e un dominio siracusano, settentrionale.

Il termine inferiore del dominio ragusano raggiunto dalle perforazioni è costituito dalle dolomie del Trias Superiore, delle quali, non essendo mai stata raggiunta la base, non si conosce con certezza la potenza. Le fasi tettoniche che hanno interessato il dominio ragusano possono essere schematizzate in quattro punti:

- 1) nel Norico il dominio è contraddistinto da una piattaforma di acqua bassa nella quale avviene anche il deposito di evaporiti;
- 2) nel Retico il dominio ragusano assume le caratteristiche di bacino chiuso circondato da barre;
- 3) nell' Hettangiano, conseguentemente a una delle fasi tettoniche più importanti, avviene lo smembramento della piattaforma triassica, con generazione di un bacino in cui si sedimentano migliaia di metri di successioni torbiditiche con velocità di sedimentazione di circa 600 m/MA, accompagnata da fenomeni di vulcanismo fessurale;
- 4) nel Sinemuriano si ha l'inizio di una relativa stasi di sedimentazione).

Il dominio siracusano invece è caratterizzato da una diversa serie di eventi, che possono essere così schematizzati:

- 1) dal Norico al Retico la deposizione è quella tipica di mare aperto;
- 2) nell'Hettangiano il tasso di sedimentazione, pari a 80m/MA, compensa la generale fase di subsidenza dell'area, determinando così una persistenza di condizioni di mare basso. Il limite con il dominio ragusano è contrassegnato da una zona a sedimentazione condensata;
- 3) nel Sinemuriano avviene lo smembramento della piattaforma interna;
- 4) nel Lotharingiano le facies bacinali caratteristiche del dominio ragusano si ritrovano anche in quello siracusano, mentre nel Domeriano, conseguentemente allo sprofondamento sotto la zona fotica dell'ultimo dominio, la distinzione tra i due domini diventa difficile.

Dal Toarciano la storia dei due domini è comune, ed è interessata fino al Batoniano da tettonica regionale distensiva. Dal Dogger al Kimmeridgiano si ha una ripresa dell'attività vulcanica, accompagnata da fasi tettoniche, con formazione di edifici tipo sea-mounts. Dal Titoniano al Turoniano è presente una moderata subsidenza, mentre nel Senoniano l'area è di nuovo caratterizzata da una fase tettonica con ripresa dell'attività vulcanica generante faglie con direzione SW-NE e WSW-ESE. Tale attività continuerà fino all'Eocene.

Nel Terziario il Plateau Ibleo viene interessato dalla tettonica maghrebide (Patacca et al., 1979). Per la sua analisi l'area è suddivisibile in due settori distinti. Nel settore occidentale il quadro tettonico attuale e caratterizzante l'area era già definito nel Miocene Superiore, mentre in quello orientale l'evoluzione è stata successiva.

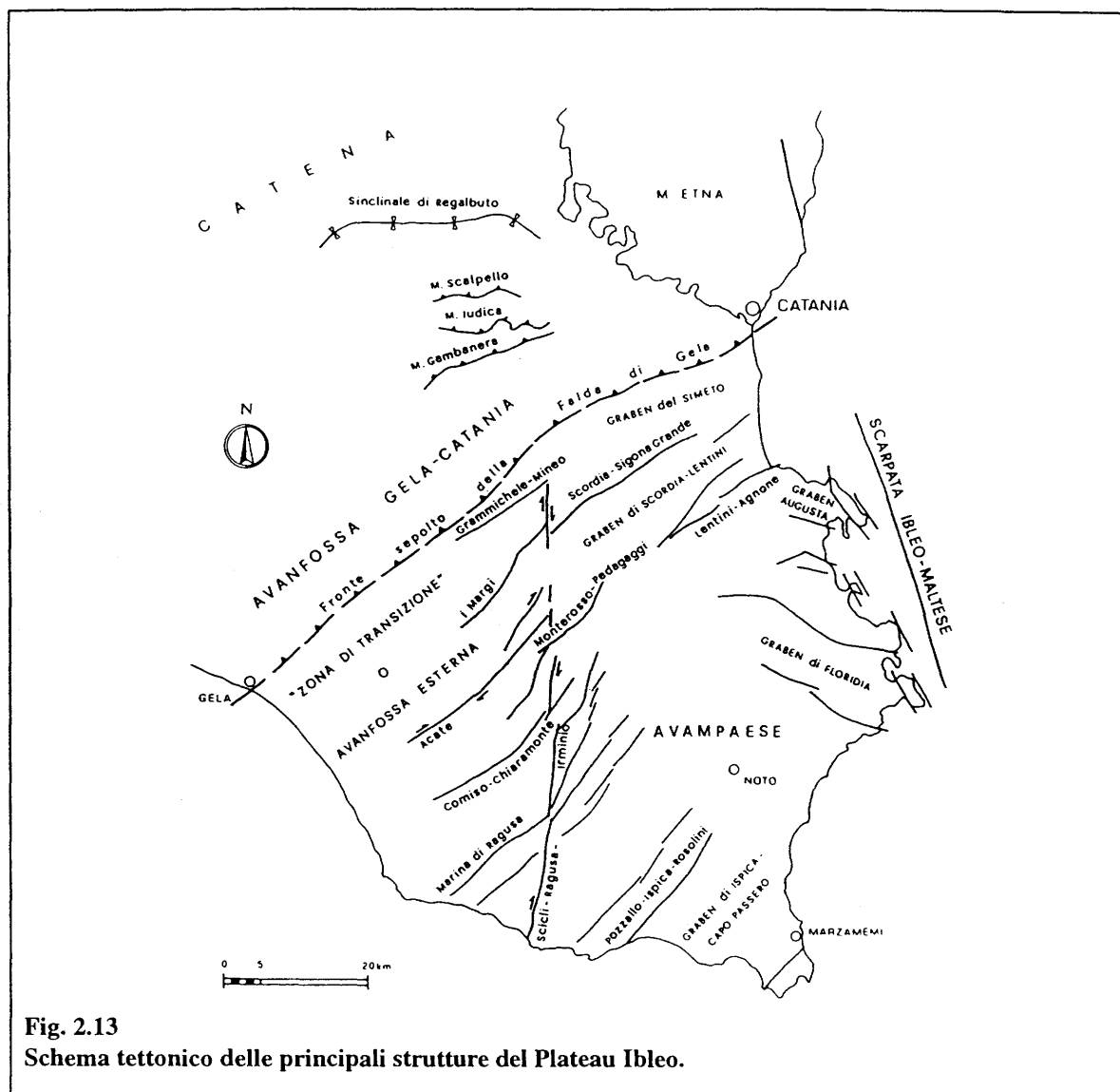
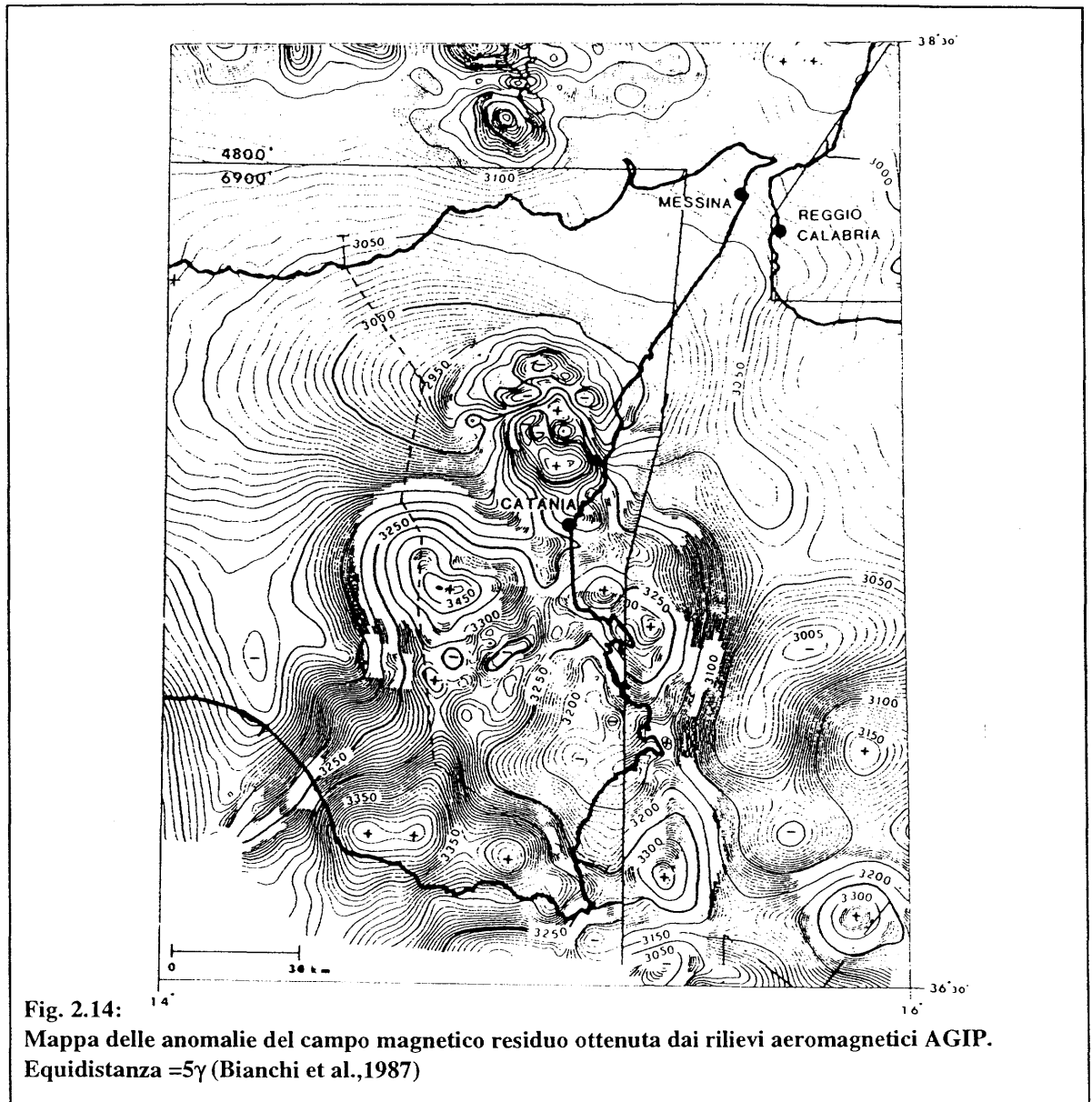


Fig. 2.13
Schema tettonico delle principali strutture del Plateau Ibleo.

La zona compresa tra i lineamenti Pozzallo-Ispica e Comiso-Chiaromonte (Altopiano calcareo s.s.) è caratterizzata da un horst già emerso dal Messiniano (Carbone et al., 1987). Nel settore nord-occidentale il Plateau Ibleo viene ribassato sotto la Catena Maghrebide da un sistema di faglie orientate NE-SW che determina una fossa riempita di sedimenti dello spessore di circa 3 km (zona di transizione) al margine della catena e addirittura di 15 km all'interno della catena stessa. Nell'area del Graben di Lentini-Scordia sono localizzati poi i maggiori volumi di vulcaniti del Miocene Superiore-Pliocene Inferiore.

Le anomalie gravimetriche e magnetiche fanno ipotizzare la presenza di grandi masse basaltiche nella crosta porofonda del Plateau Ibleo, in quanto le quantità di vulcaniti presenti in superficie, o negli orizzonti raggiunti dalle perforazioni, non giustificano le anomalie a grande lunghezza d'onda riscontrate nell'area (Ciminale & Wasowsky, 1989; Grasso & Ben-Avraham, 1990).

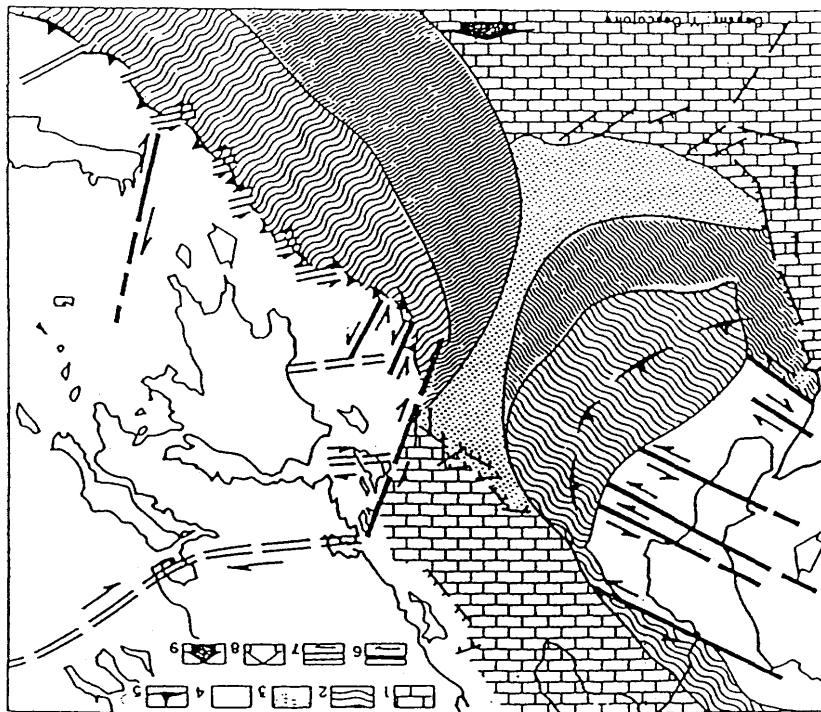


2.5 Il Bacino Ionico

Il bacino Ionico è delimitato a NE dalla Piattaforma Apula, ad E dal ridge del Mediterraneo Centrale, a NW dall'Arco Calabro, a W dalla scarpata di Siracusa-Malta, a S dal Medina Ridge e dal Ridge Cirenaico. E' il bacino più profondo del Mediterraneo con una profondità superiore ai 4

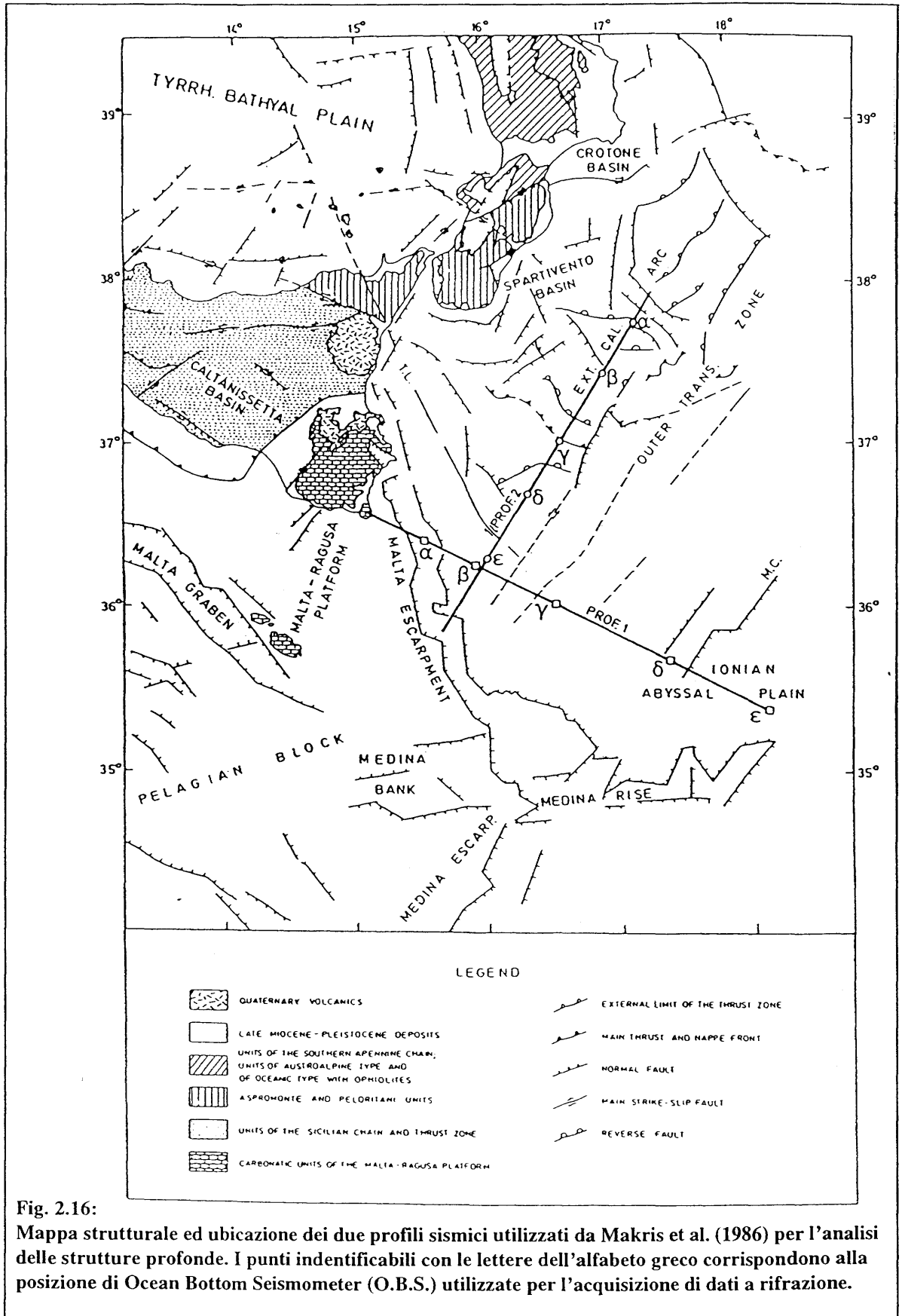
km nella piana abissale. L'area è stata oggetto di studi geofisici dai quali sono stati desunti i caratteri principali del bacino (Fig. 2.15), che possono essere così schematizzati:

- una zona di compressione in corrispondenza dell'Arco Calabro;
- una zona di distensione in corrispondenza della Scarpata di Malta e del Medina Ridge;
- una zona di distensione in corrispondenza della Dorsale Apula;
- una zona di compressione in corrispondenza del Mediterranean Ridge.



1. Piattaforma africana e Apuliana.
2. Bordo esterno dell'Arco Calabro ed Ellenico, che sono intensamente deformati.
3. Zona esterna dell'Arco calabro ed Ellenico, meno deformati (cobblestones).
4. Bacino Ionico profondo (piana batiale).
5. Assi probabili delle fosse di subduzione.
6. Faglie trascorrenti lungo le quali si muove l'Arco Calabro
7. Faglie trascorrenti caratterizzanti la seconda fase dello spostamento dell'Arco Ellenico.
8. Attuale direzione d'aperture del Bacino di retroarco del Mar Tirreno e del Mar Egeo.
9. Direzione di movimento relativo Africa-Europa.

Fig. 2.15:
Schema tettonico del Bacino Ionico (Auroux et al., 1985)



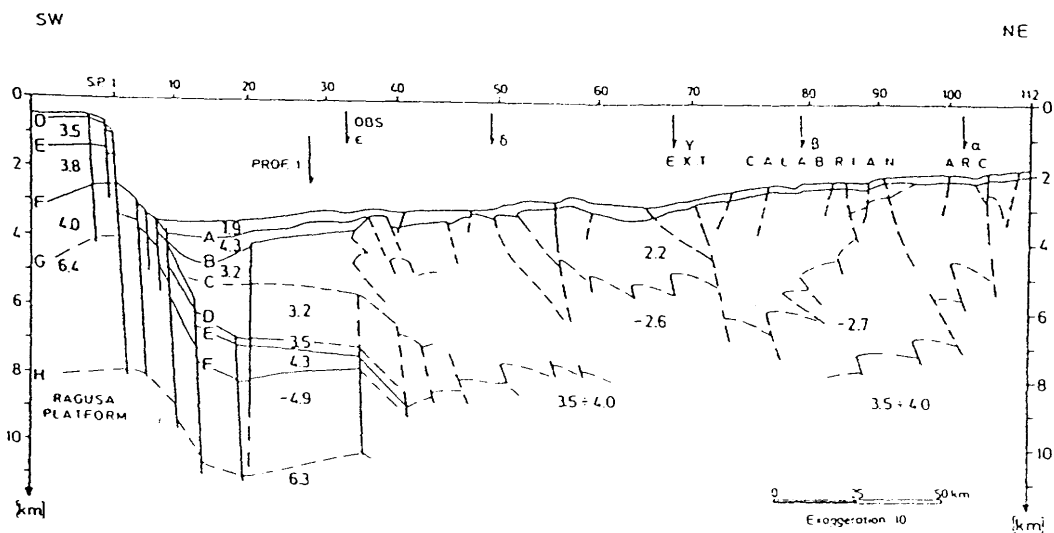
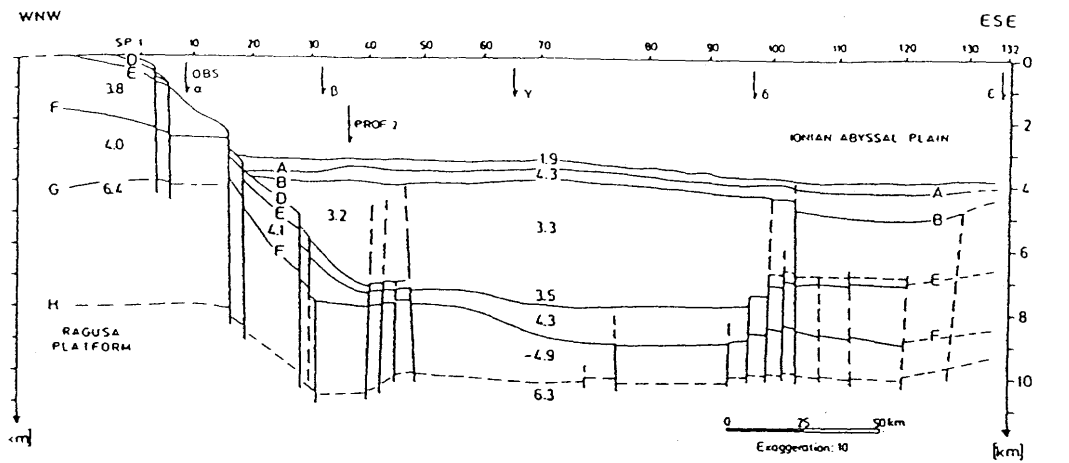


Fig. 2.17:
 Sezioni strutturali determinate lungo i due profili di figura 2.16 . I valori di velocità sono stati ricavati da dati a rifrazione e a riflessione (Makris et al. 1986).

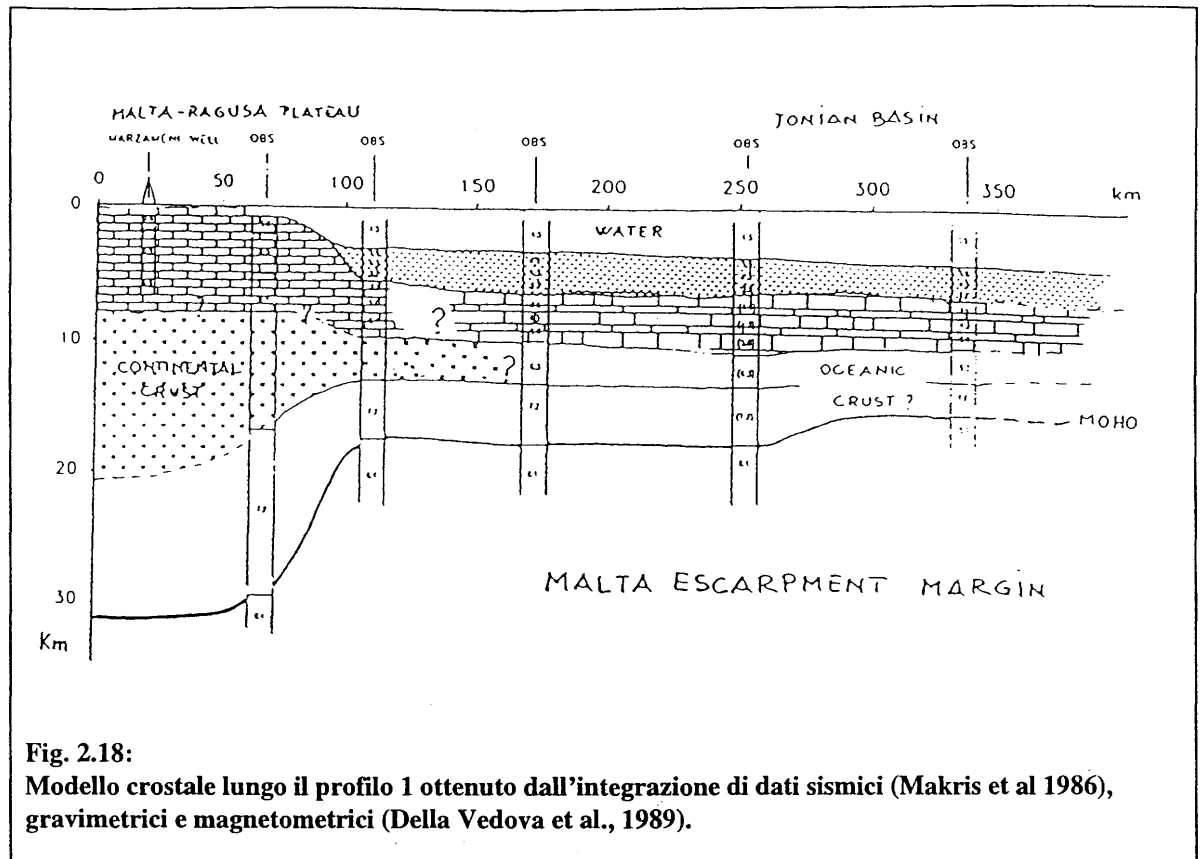


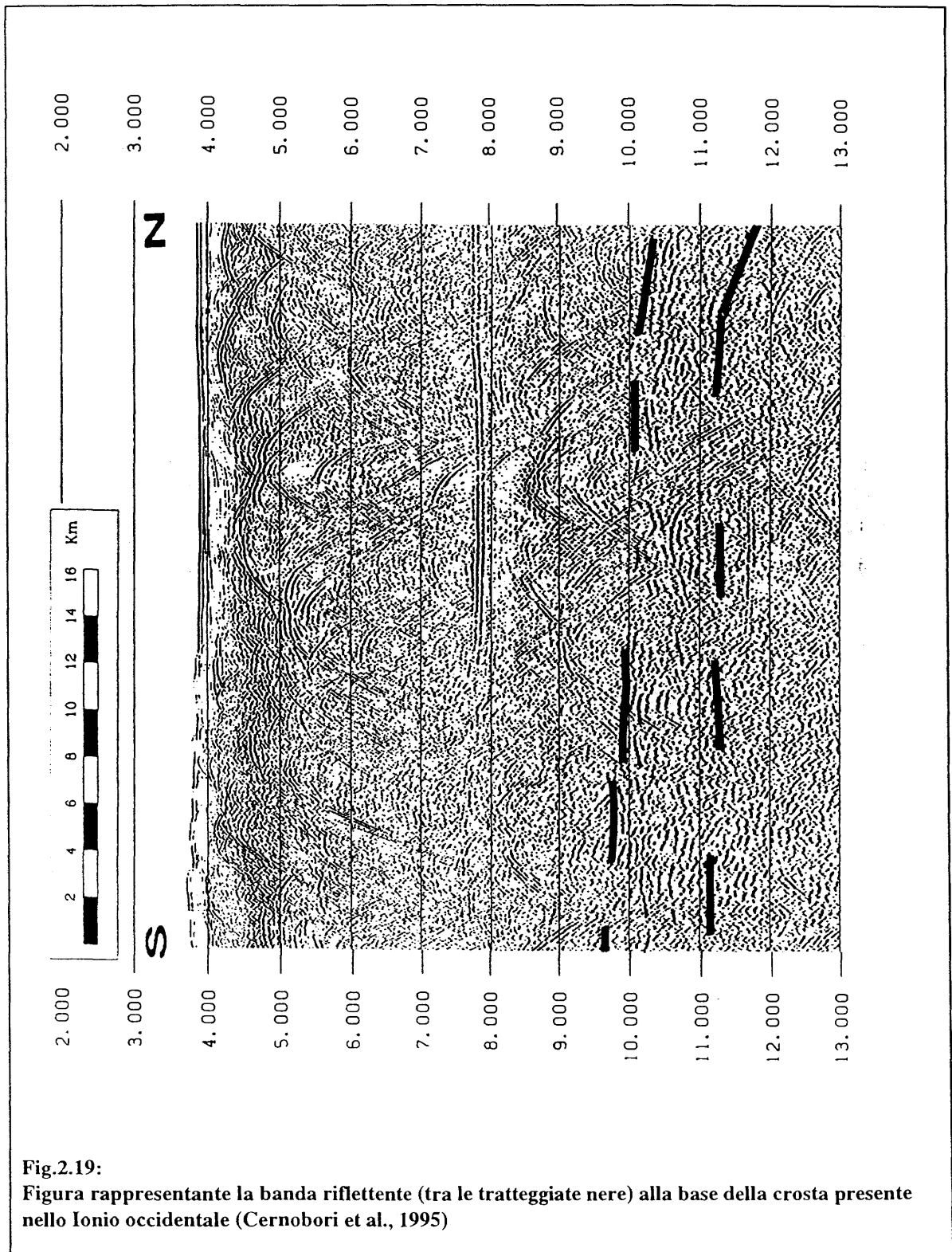
Fig. 2.18:
Modello crostale lungo il profilo 1 ottenuto dall'integrazione di dati sismici (Makris et al 1986), gravimetrici e magnetometrici (Della Vedova et al., 1989).

Misure di gravità eseguite nel bacino (Morelli et al., 1975) evidenziano una forte anomalia di Bouger, con un massimo di 300 mGal in corrispondenza della piana abissale. Lallemand et al., (1994) attribuiscono questa anomalia alla presenza di una litosfera di densità particolarmente elevata. Indagini sismiche profonde (Makris et al., 1986), visto lo spessore ridotto della crosta al centro del bacino (circa 12 km di cui almeno 6 km di sedimenti), non escludono una natura di tipo oceanico della litosfera; tuttavia tale supposizione non è confortata dalla presenza di lineazioni magnetiche e dorsali comprovanti l'apertura del bacino. Misure di flusso di calore (Della Vedova & Pellis, 1986), a causa di valori molto bassi (attorno a 40 mW/m^2), fanno escludere un'attività oceanica recente in tutto il bacino, mentre, analisi delle onde superficiali di terremoti legati all'Arco Ellenico (Farrugia & Panza, 1981), lasciano ipotizzare spessori di 30 km, tipici di ambienti continentali. Cernobori et al. (1996) forniscono straordinarie immagini sismiche della crosta di questo bacino che lo differenziano da tutti gli altri.

I dati descritti permettono due ipotesi plausibili:

- il bacino ionico è caratterizzato da una litosfera continentale intrusa con corpi con densità molto elevata che consentono l'equilibrio isostatico a una profondità di 4000 metri sotto il livello del mare;
- il bacino ionico è costituito da una litosfera oceanica, di età giurassica o precedente, in cui le lineazioni magnetiche sono mascherate;

Campagne geofisiche hanno permesso di determinare un modello crostale generale dell'area. Nella parte occidentale del bacino la transizione crosta-mantello (Cernobori et al., 1995) è caratterizzata da una banda riflettente (Fig. 2.19), mentre, nella zona di transizione con il margine continentale, la litosfera è assottigliata da faglie normali, collegabili alla Scarpata di Malta. L'assottigliamento della crosta continentale della piattaforma di Malta Ragusa è stata ben evidenziata da modelli crostali (Fig. 2.18).



Il margine Nord-orientale, in corrispondenza della dorsale apula, presenta caratteristiche simili a quello appena descritto; l'elemento di maggior interesse di questa parte del bacino è la Linea di Cefalonia che segna il confine tra la piattaforma apula e l'avampaese ellenico. Questa faglia presenta una trascorrenza destra, comprovata dalle deformazioni riscontrate a terra alla terminazione Nord della stessa e a mare verso Sud. Secondo Aurox et al. (1985) la linea di Cefalonia separa un area di collisione continente-continente (a Nord) da una di tipo oceanico (o continentale assottigliato)-continente (a Sud) tra l'avampaese ionico e l'arco ellenico.

Nel settore orientale del bacino è presente la Dorsale Mediterranea, struttura accrezionale di forma arcuata, formatasi conseguentemente allo scontro tra il dominio ionico e la porzione egea della placca eurasiatica. Secondo Truffert et al. (1993), dall'analisi di terremoti, prospezioni gravimetriche e indagini sismiche, tale struttura si sarebbe formata a partire dal Messiniano.

Recentemente, nell'ambito del progetto IMERSE (Innovative MEditerranean Ridge Seismic Experiment), T. J. Reston et al. (1996), hanno determinato che il processo di formazione del prisma di accrezione sia diviso in due stadi, uno post-messiniano in cui gioca un ruolo fondamentale la superficie di scollamento delle evaporiti e uno pre-messiniano in cui le deformazioni appaiono evidenti finì al tetto del Mesozoico.

Il bacino ionico è delimitato a Sud dal Medina Ridge (o Monti di Medina), ad andamento E-W, che lo separa dal bacino della Sirte. In corrispondenza di tale struttura è posto il limite della scarpata di Siracusa-Malta.

2.5.1 La Scarpata di Siracusa-Malta

La Scarpata di Siracusa Malta (figura 2.20) è uno degli elementi tettonici più evidenti nell'area studiata. E' collocata sul margine orientale della Sicilia e si prolunga fino ai Monti di Medina provocando un abbassamento del Bacino Ionico di 2-3 km.

Essa può essere suddivisa in due tratti principali, uno settentrionale ad andamento N-S (Scarpata di Siracusa) e uno meridionale ad andamento NNW-SSE (Scarpata di Malta).

Dal punto di vista morfologico, la scarpata può essere divisa in tre settori: un settore superiore (o falesia superiore), una parte a bassa pendenza (glacis) e una parte inferiore (falesia inferiore). Gli studi effettuati sull'area hanno individuato una natura puramente tettonica per la Scarpata di Siracusa-Malta, con successive rimodellizzazioni morfologiche da parte dell'erosione marina (Biju-Duval et al., 1982). L'analisi di campioni prelevati lungo la scarpata e sul Monte Alfeo (un sea mount presente nel bacino ionico) presentano le stesse caratteristiche di quelli del dominio di Siracusa campionati a terra (Scandone et al., 1981). Ciò ha determinato una ricostruzione paleogeografica in cui si ipotizza che la scarpata si sia formata all'interno del

dominio siracusano, smentendo, quindi, l'ipotesi che la Scarpata di Siracusa sia un margine continentale di un bacino oceanico (Scandone et al., 1981). Secondo Casero et al. (1984) la Scarpata di Siracusa è attiva, o si è drammaticamente riattivata a partire dal Tortoniano, per cui va considerato il suo ruolo di margine di un bacino precedente al Miocene.

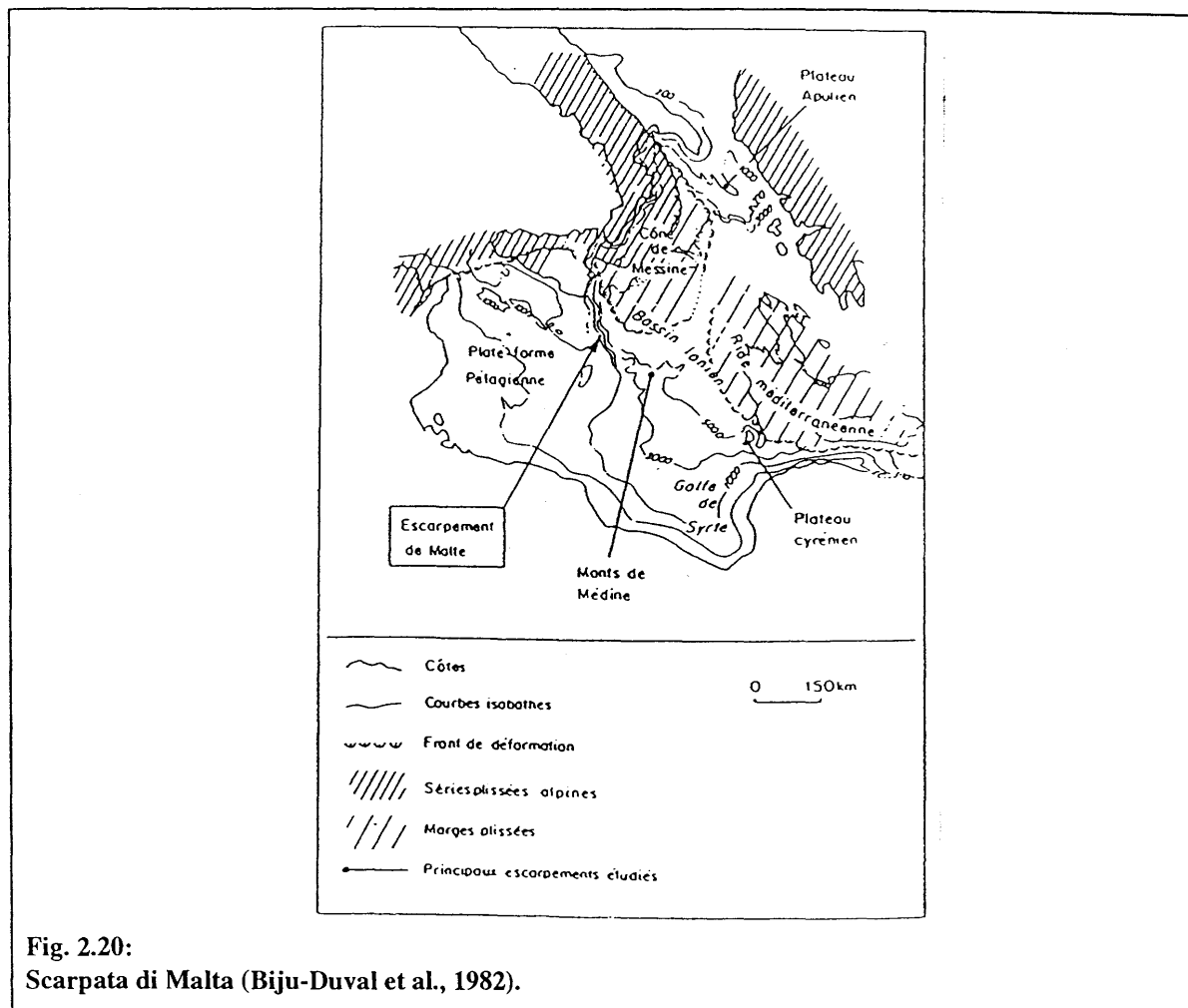
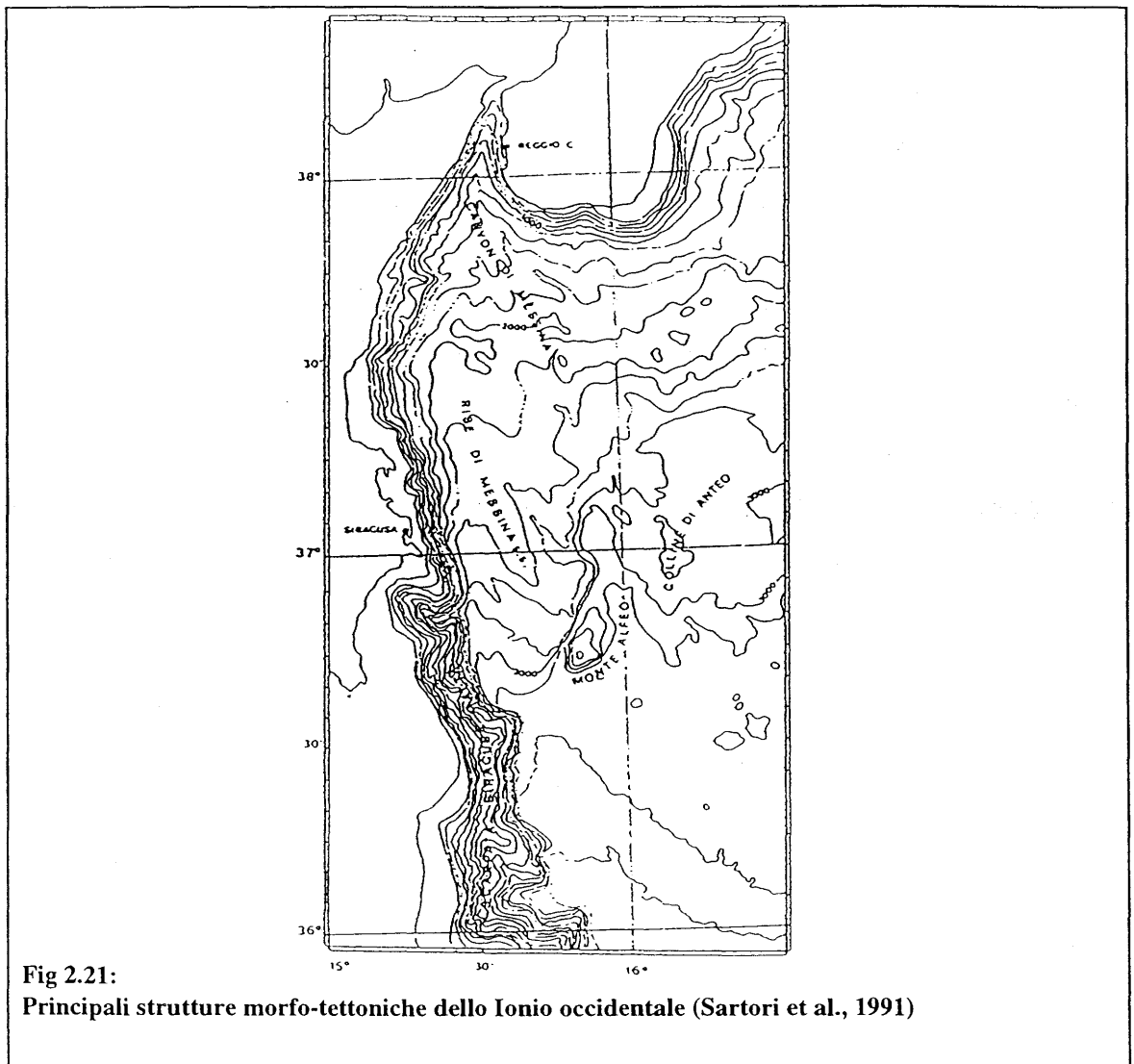


Fig. 2.20:
Scarpata di Malta (Biju-Duval et al., 1982).

Uno studio dei depositi giurassici della scarpata recuperati nella sua parte meridionale (Enay et al., 1982), fa tuttavia ipotizzare un suo coinvolgimento nella tettonica fin dal Mesozoico. Questo sarebbe confermato da indagini sismiche e magnetometriche (Pedley et al., 1993) che ritrovano delle strutture distensive, orientate parallelamente alla scarpata, in depositi giurassici posti a occidente di quest'ultima. Del resto anche le facies sismiche per gli elementi del Mesozoico appaiono ben differenziate attraverso la scarpata (Cernobori et al., 1996). L'analisi della dislocazione dei depositi tortoniani ha permesso di valutare un rigetto della scarpata di circa 600-800 metri, mentre la presenza sul glacis di depositi abbastanza continui dal Tortoniano ad oggi conferma che la forma e la localizzazione della scarpata negli ultimi 8-10 Ma non è cambiata (Biju-Duval et al., 1982). Quest'ultima affermazione è confermata anche dalla distribuzione delle evaporiti messiniane, molto potenti nel bacino ai piedi della scarpata, contro la quale terminano in

sedimenti pleistocenici, posti nella piana sottostante la falesia inferiore, fa supporre una nuova fase tettonica (Bizon et al., 1985). La direzione lungo cui si allineano i canyons del glacis è uguale alla direzione degli elementi strutturali osservabili sulla parte emersa del Plateau Ibleo; ciò permette di allargare a terra l'analisi delle deformazioni connesse con la scarpata e di affermare che i canyons sono stati formati da fenomeni erosivi impostati su fratturazioni tettoniche (Masce, 1979). Noi possiamo affermare che almeno la Scarpata di Siracusa ha subito un'importante attività tettonica durante il Plio-Quaternario ed attualmente.



Nell'area prospiciente la Sicilia, a Est della Scarpata di Siracusa è presente il *Messina Rise* (Fig. 2.20). Esso si estende fino al Monte Alfeo ove sono presenti faglie verticali con direzione NE-SW che lo separano dalla piana batiale ionica. Recenti studi (Sartori et al., 1991) identificano il *Messina Rise* come uno sprofondamento del Plateau Ibleo, avvenuto a partire dal Pliocene.

2.6 Sismicità dell'area investigata e sue relazioni con il magmatismo etneo.

L'area è caratterizzata da un alto grado di sismicità, tanto da annoverarla tra le zone a maggior rischio sismico dell'intera penisola italiana. La sua storia sismica è individuabile con buona precisione fino dall'anno mille e sono da mettere in evidenza i due grandi terremoti del 1169 e del 1693, con epicentro a Est della Sicilia e con magnitudo superiore a sette. Questi due eventi distrussero la maggior parte dei centri abitati della costa orientale della Sicilia. Un altro importante terremoto, ma con magnitudo minore ed epicentro più a Nord rispetto ai due precedenti, è quello che si è verificato nel 1908 e che distrusse Messina.

Per quanto riguarda il magmatismo, l'analisi archeomagnetica (J.C. Tanguy, 1981) delle colate succedutesi nell'ultimo millennio nell'area etnea evidenzia due periodi di grande fuoriuscita magmatica durante i quali la lava raggiunse Catania. Queste due fasi, una a metà del dodicesimo secolo e una nel 1669, sono intuitivamente correlabili ai due grandi terremoti sopra menzionati. Esse sono separate da un periodo di eruzioni di modesta entità (a parte gli eventi del 1537 e del 1614-1624).

Il terremoto del 1693 è stato preceduto da una serie di eventi di minor entità, che hanno caratterizzato la fine di una fase di eruzioni di modesta entità e l'inizio di un periodo di grandi eruzioni magmatiche che terminarono con il terremoto suddetto (A. Hirn et al., 1997).

Se, oltre ai terremoti, consideriamo anche i collassi sommitali che sono causati da un forte decremento degli sforzi e possono quindi, sotto questo aspetto, essere paragonati ad eventi sismici, anche il terremoto del 1542 (vedi Fig. 2.22), anch'esso con epicentro a Est della Sicilia, porta una conferma al binomio eruzione-terremoto in quanto nel 1537 è avvenuta una grande colata sommitale (va comunque evidenziato che in questo caso il collasso precede l'eruzione).

L'abbinamento eruzione-terremoto può essere ritrovato anche nel terremoto del 1624, ma in questo caso l'evento non è stato preceduto da una "breve" eruzione con notevole fuoriuscita di lava, ma da una fase eruttiva della durata di 10 anni (1614-1624) durante la quale è stata emessa il più grande volume di magma in epoca storica.

Le eruzioni del 1989 e del 1991-1993 (Hirn et al., 1997) sono caratterizzate da un chiaro aumento della quantità di materiale emesso. Tale fase è iniziata una trentina di anni fa, quando cioè si è verificato un aumento della basicità del magma. Il fenomeno è stato rilevato anche nelle colate laviche avvenute precedentemente al terremoto del 1169, mentre non ci sono evidenze per le colate precedenti al terremoto del 1693. Ciò potrebbe essere imputabile al fatto che quelle colate sono coperte da altre successive.

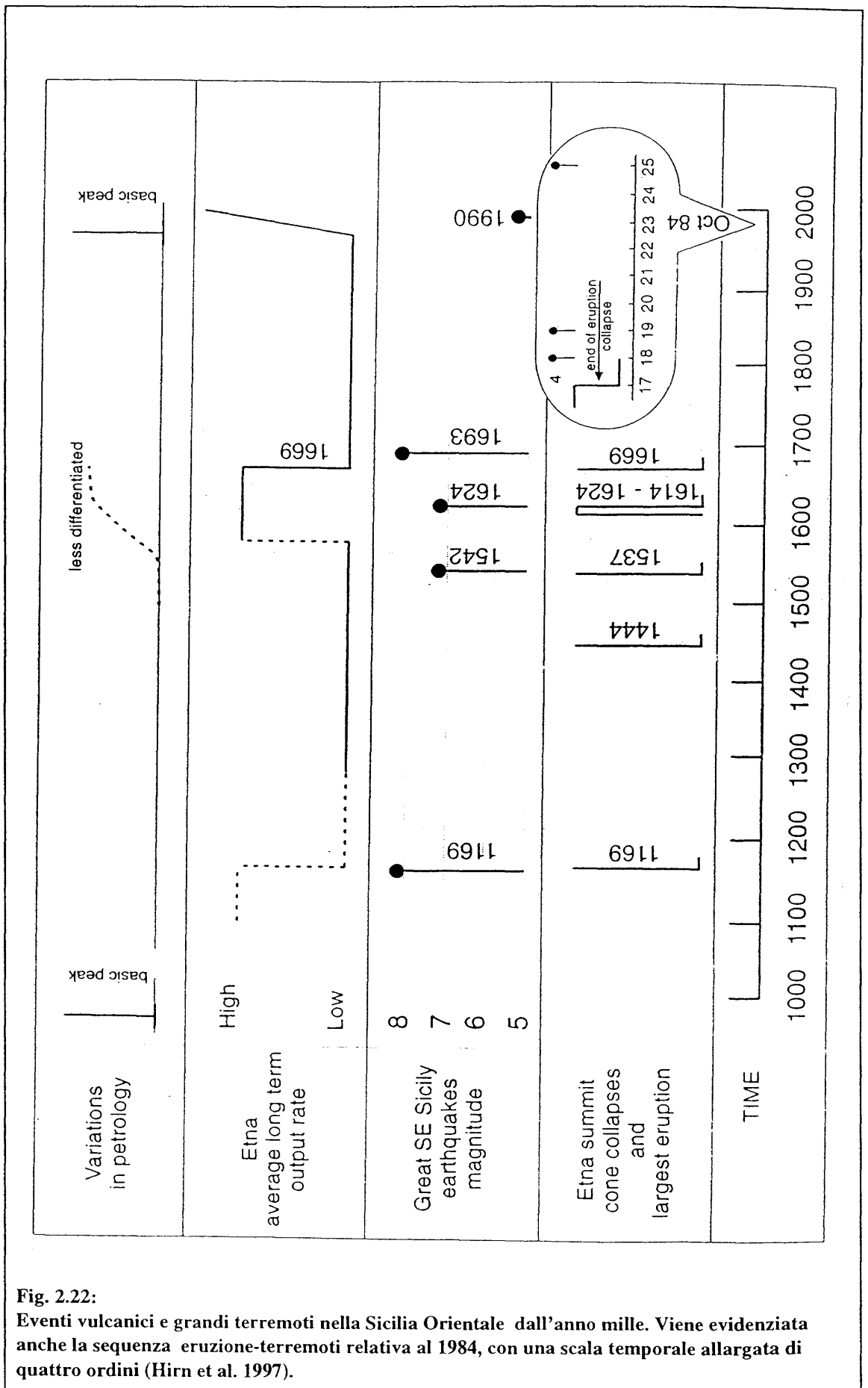


Fig. 2.22: Eventi vulcanici e grandi terremoti nella Sicilia Orientale dall'anno mille. Viene evidenziata anche la sequenza eruzione-terremoti relativa al 1984, con una scala temporale allargata di quattro ordini (Hirn et al. 1997).

Da queste analisi è ipotizzabile che la fase attuale rappresenti la fine dell' "intervallo sismico" successivo al terremoto del 1693 (Hirn et al. 1997). Ciò può essere avvalorato anche dal terremoto di magnitudo pari a 5.1, che si è verificato nel 1990 avente epicentro ancora nello Ionio ad Est della Sicilia.

Anche a scala più piccola la relazione eruzione- terremoto può essere ricostruita; infatti la fine dell'eruzione del 1984 è stata accompagnata da uno sciame sismico e da terremoti isolati e localmente distruttivi. Inoltre, negli ultimi trecento anni, altre sequenze terremoto-eruzione di piccola entità sono ben documentate, dando valore ad un'analisi statistica del fenomeno (A. Nercessian, A. Hirn & M. Sapin, 1991).

3. SISMICA A RIFLESSIONE IN MARE

L'off-shore ionico della Sicilia orientale è stato oggetto di numerosi studi geofisici. Nell'ambito del progetto Etnaseis sono state acquisite diverse linee sismiche multicanale con lo scopo di investigare le strutture profonde della crosta. A tale scopo è stata utilizzata una innovativa sorgente sismica costituita da un *array* di *airguns* operanti in modalità "*single bubble*" (Avedik et al., 1993,1996). Tali informazioni sono state correlate con quelle ottenute da campagne sismiche precedenti e dai dati geofisici ottenuti nel corso della campagna Medee, svoltasi nel 1995. In quest'ultima, oltre a dati di sismica a riflessione ad alta risoluzione, sono stati acquisiti dati di gravità, magnetometrici, di riflettività del fondo mare ed è stata prodotta una dettagliata carta batimetrica dell'area.

3.1 Cenni sulle sorgenti sismiche impiegate

3.1.1 Principio di funzionamento dei cannoni ad aria compressa

I cannoni ad aria compressa, o *air-guns*, sono sicuramente la sorgente sismica marina più utilizzata. In Fig. 3.1 è rappresentata una sezione del cannone. Attraverso un'apertura viene immessa aria ad alta pressione che, dalla camera superiore, attraverso un condotto, raggiunge la camera inferiore. La pressione in questo modo è ugualmente distribuita nelle due camere, ma, essendo la superficie del pistone (*triggerig piston*) nella camera superiore maggiore di quella (*firing piston*) nella camera inferiore, è presente una forza che muove il pistone fino alla base della camera superiore. Nell'istante in cui avviene lo sparo, un solenoide (nella figura in alto a destra) apre una valvola che permette la fuoriuscita di aria compressa e la decompressione della camera superiore. Ciò provoca una violenta risalita del pistone con la fuoriuscita dell'aria della camera inferiore. La rapida espansione dell'aria nell'acqua determina un impulso assimilabile ad uno scoppio di dinamite. La bolla d'aria formatasi tende a implodere e a ridilatarsi, con oscillazioni smorzate nel tempo.

Un'alternativa è data dai *Generator Injector (GI) airgun* che, dopo lo scoppio, immettono dell'aria nella bolla, stabilizzandola ed evitandone le oscillazioni. Per produrre maggiore energia, si utilizzano delle batterie (*array*) di cannoni, i cui scoppi sono sincronizzati in modo tale che gli impulsi primari interferiscano costruttivamente (*tuned-mode*). Inoltre, per ottenere un più ampio spettro di frequenze, gli *arrays* sono costituiti da cannoni di diverso volume.

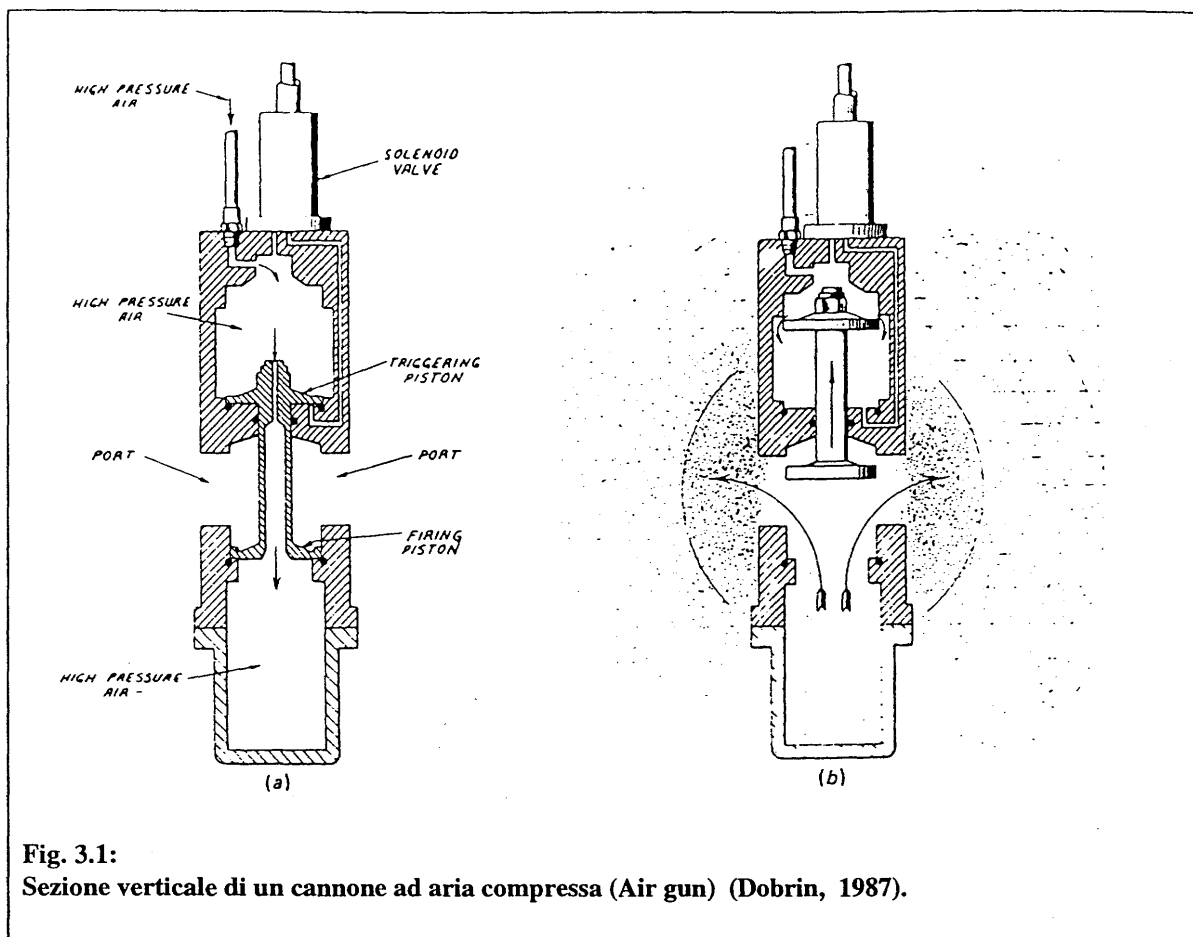
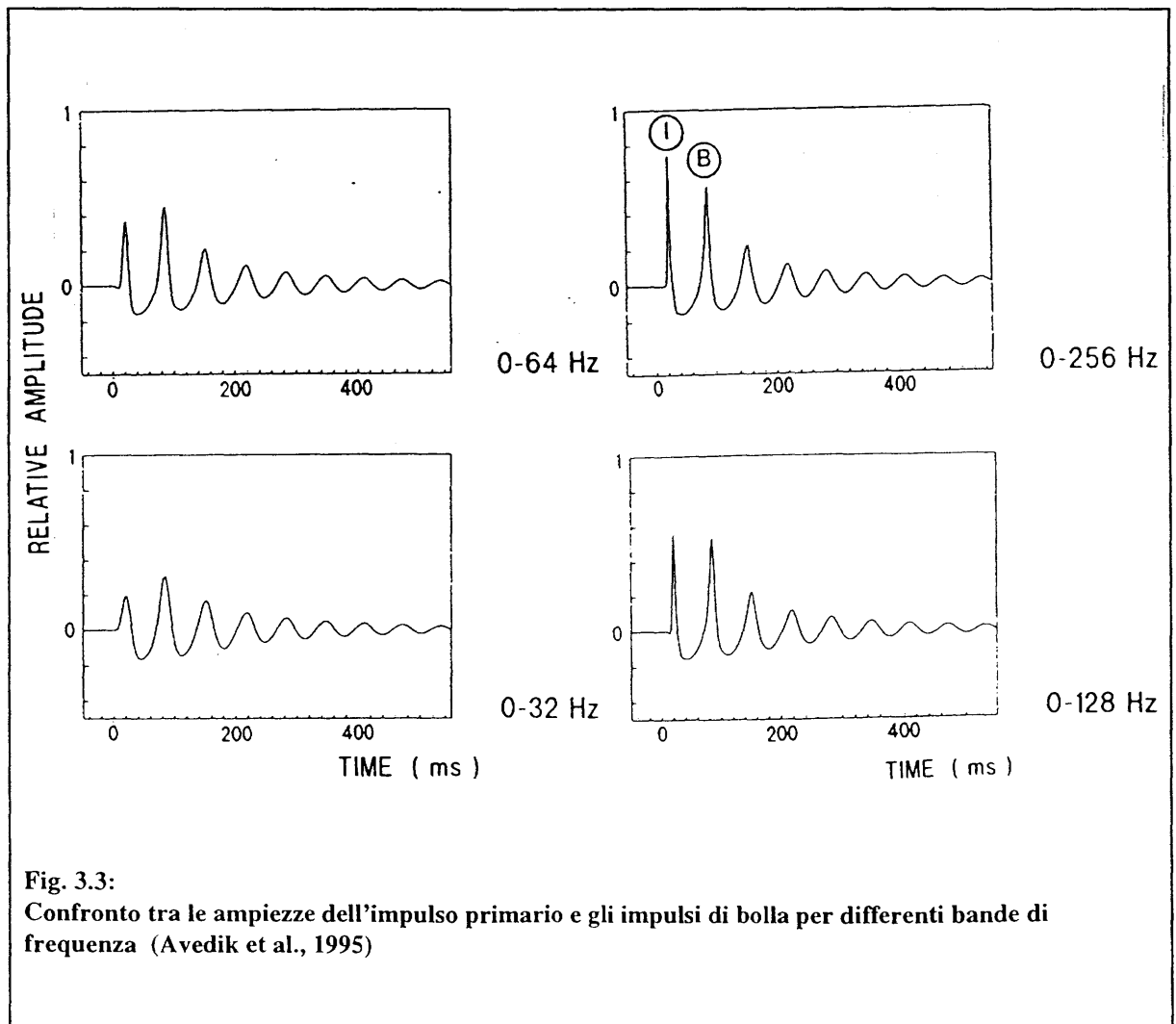
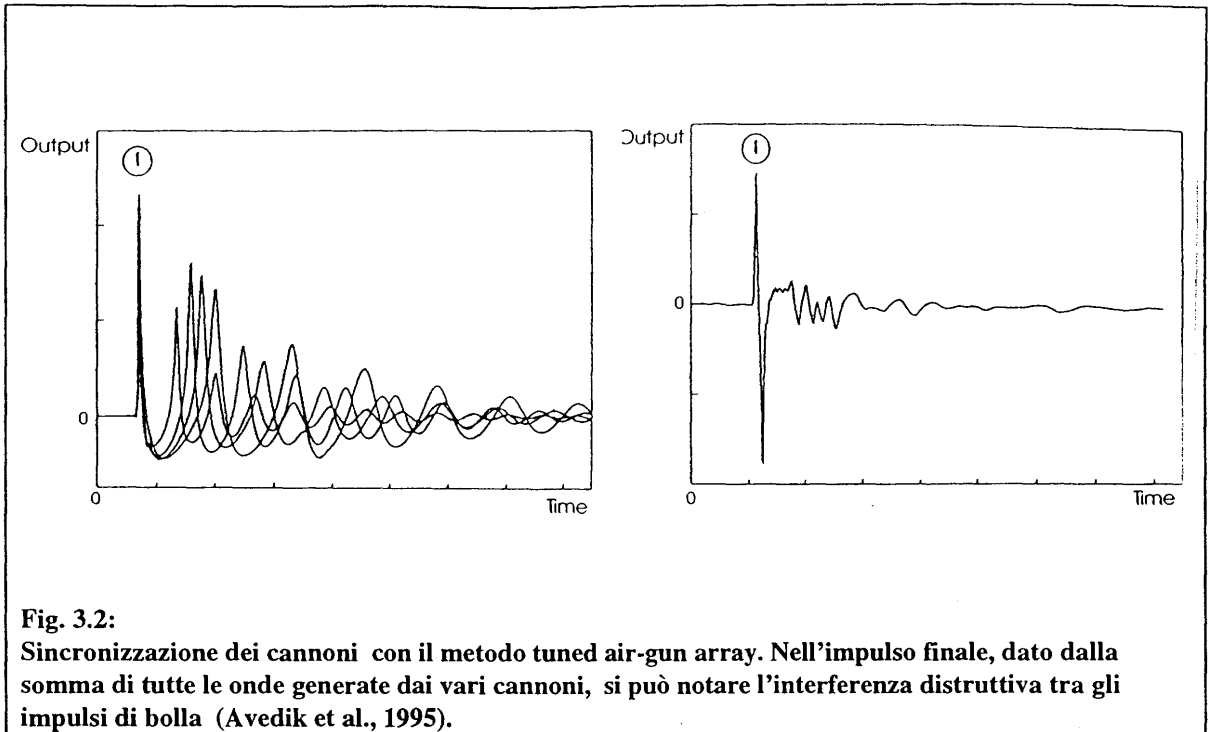


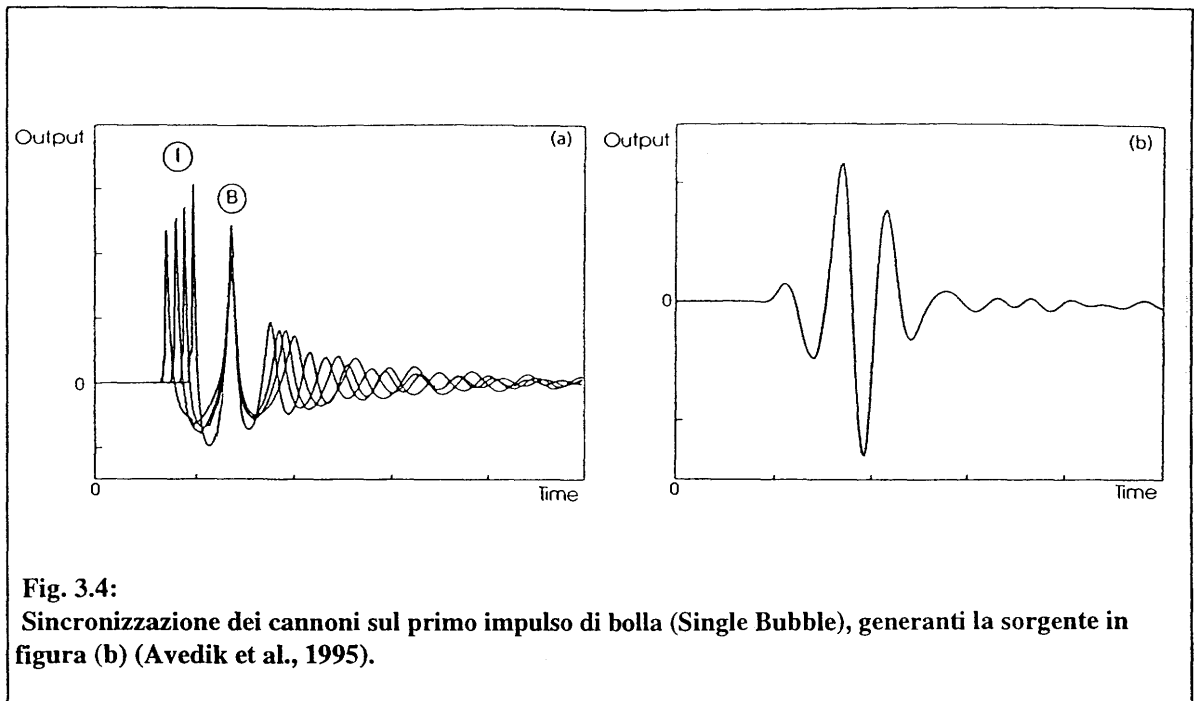
Fig. 3.1:
Sezione verticale di un cannone ad aria compressa (Air gun) (Dobrin, 1987).

3.1.2 Il metodo “single-bubble”

Uno degli obiettivi principali dell’acquisizione dei dati sismici nell’ off-shore ionico acquisiti nell’ambito del progetto Etnaseis era di investigare le strutture profonde della crosta. Siccome il potere penetrativo di una sorgente sismica è legato alla quantità di energia presente nelle basse frequenze, la metodologia di energizzazione *tuned mode*, in cui i segnali generati dai cannoni formanti l’array sono sincronizzati sull’impulso primario (vedi Fig. 3.2), pur essendo la più utilizzata non è la più efficace per questo tipo di indagine. Confrontando infatti lo spettro di frequenza dell’impulso primario e del primo impulso di bolla, si può notare che quest’ultimo contiene una maggior energia nelle basse frequenze (vedi Fig. 3.3) (Avedik et al., 1995).

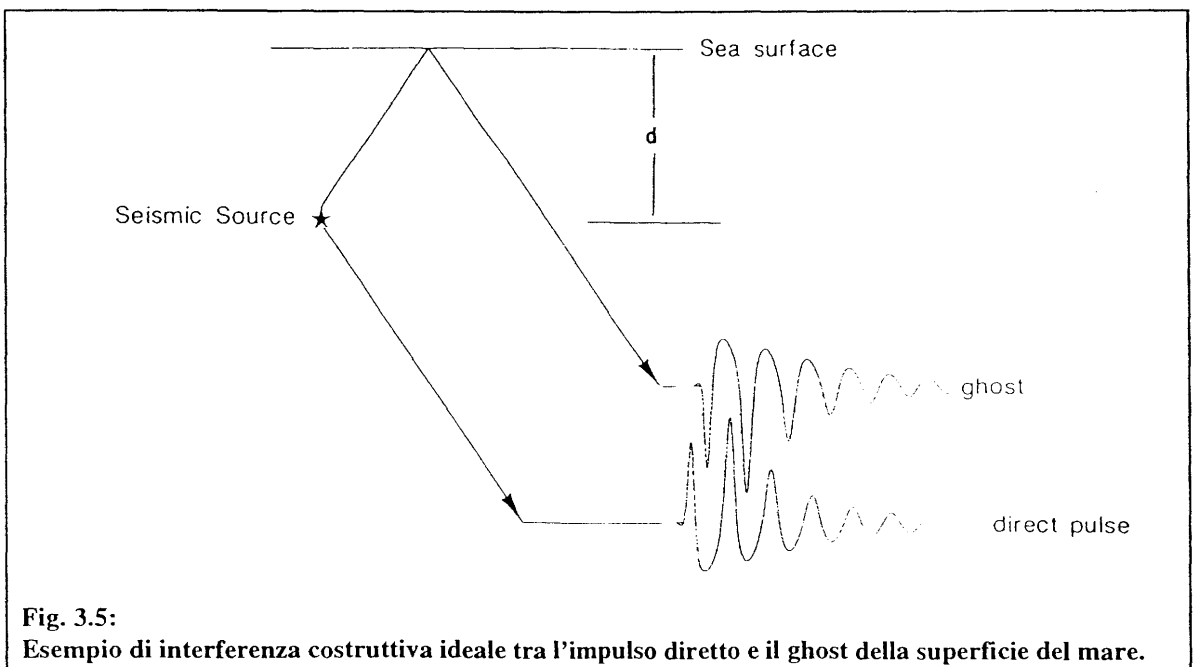
Da tali considerazioni è nata l’idea di costruire un sistema di energizzazione da utilizzare per indagini sismiche di crosta profonda, in cui la sincronizzazione tra i cannoni avvenga sul primo impulso di bolla (vedi Fig. 3.4).





Per massimizzare il rendimento del metodo *single-bubble* devono essere soddisfatte due condizioni: la prima è legata alla profondità dei cannoni, la seconda all'interferenza tra le bolle generate dai singoli cannoni.

La prima condizione è soddisfatta quando la profondità d dell'*array* è pari a: $d=VT/4$, in cui V è la velocità delle onde nell'acqua, T è il periodo di oscillazione della bolla. Essa si rende necessaria affinché l'impulso generato dal cannone e il *ghost* formatosi dalla riflessione dalla superficie del mare interferiscano in modo costruttivo (vedi Fig. 3.5).



La seconda condizione è soddisfatta quando la distanza tra i cannoni è maggiore di 10 volte il raggio di espansione massima della bolla (Avedik et al, 1995) ed è necessaria affinché le bolle generate dai diversi *air-guns* non interferiscano tra loro.

Questo metodo di energizzazione permette di raggiungere, a parità di volume d'aria esploso, profondità maggiori rispetto al *tuned mode* o, se la profondità di investigazione è prestabilita, consente di utilizzare un minor numero di volume d'aria.

E' da notare che il contenuto di energia nelle alte frequenze rispetto al *tuned mode* è minore e quindi il metodo *single bubble* presenta un minore potere risolutivo.

3.2 Il progetto Etnaseis

3.2.1 Acquisizione dei dati sismici

L'acquisizione dei dati sismici a riflessione in mare è avvenuta durante la prima, la terza e la quarta fase. Nella prima e nella terza fase è stato utilizzato un sistema di energizzazione *single-bubble*, mentre nella quarta fase è stato impiegato il metodo più classico di un array di cannoni *tuned-mode*.

3.2.1.1 Acquisizione nella prima fase del progetto

Nel 1993 sono state acquisite due linee sismiche a riflessione multicanale, la E3 e la E5, per un totale di 121.7 km (vedi fig. 3.6). La nave da ricerca utilizzata è stata Le Nadir, dell'IFREMER di Brest. La sorgente sismica impiegata era costituita da un array di otto GI guns (vedi Fig. 3.7), sincronizzati sul primo impulso di bolla (vedi Fig. 3.8). Nella Tab. 3.1 sono riportati i volumi dei generatori e degli iniettori per ogni cannone.

N° cannoni	Vol. Generatori (l)	Vol. iniettori (l)	Vol. totale (l)
2	2.46	1.72	8.36
3	1.72	1.23	8.85
3	1.23	0.82	6.14

Tab. 3.1: Caratteristiche dei cannoni

ETNASEIS Project - Marine MCS Lines

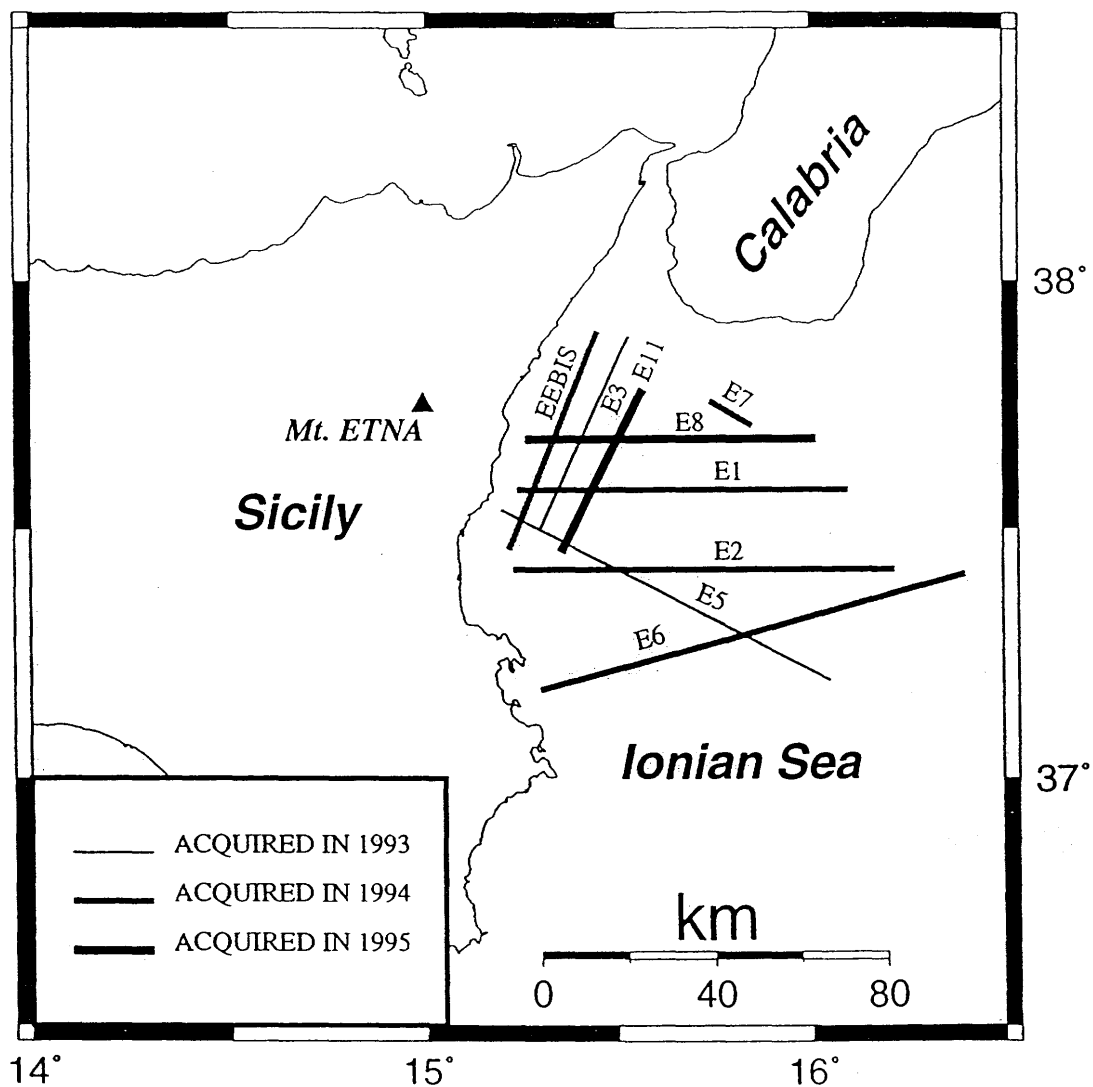
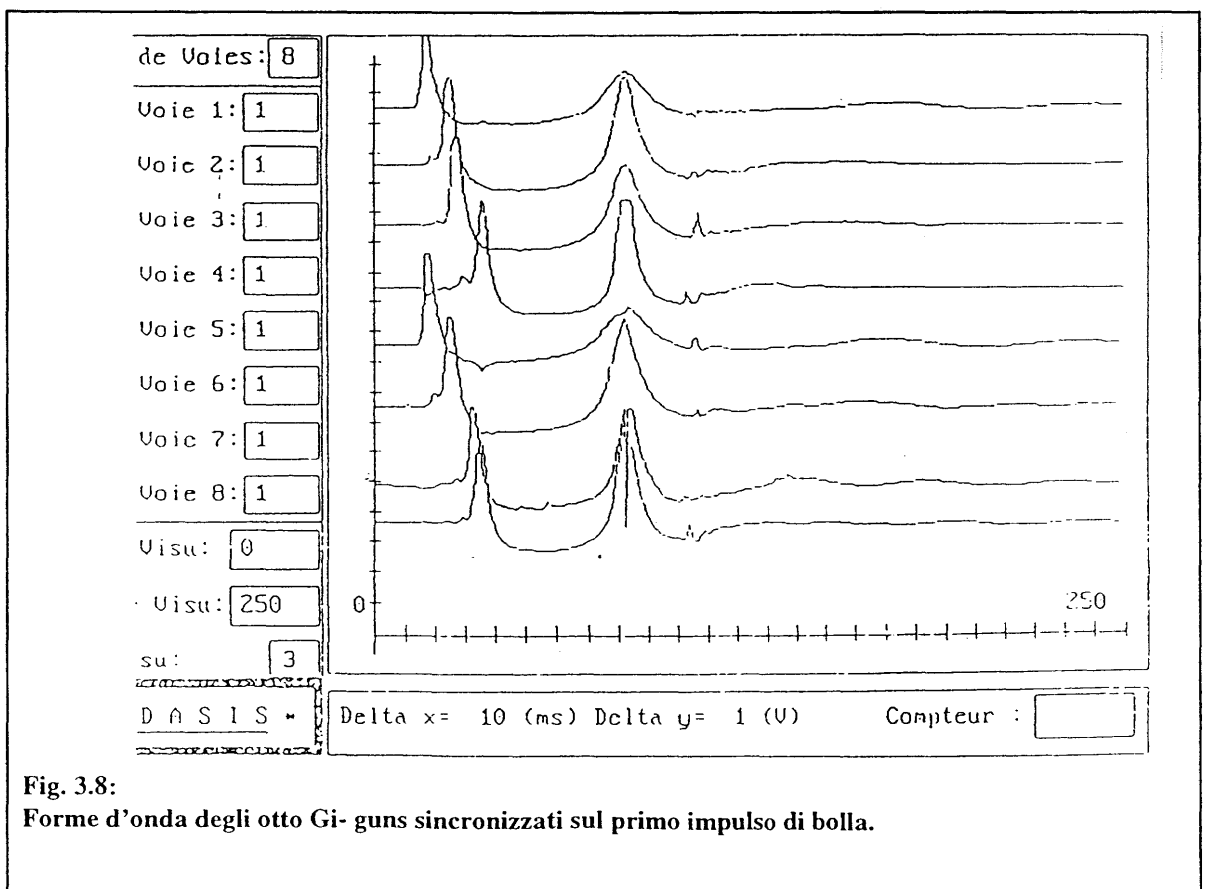
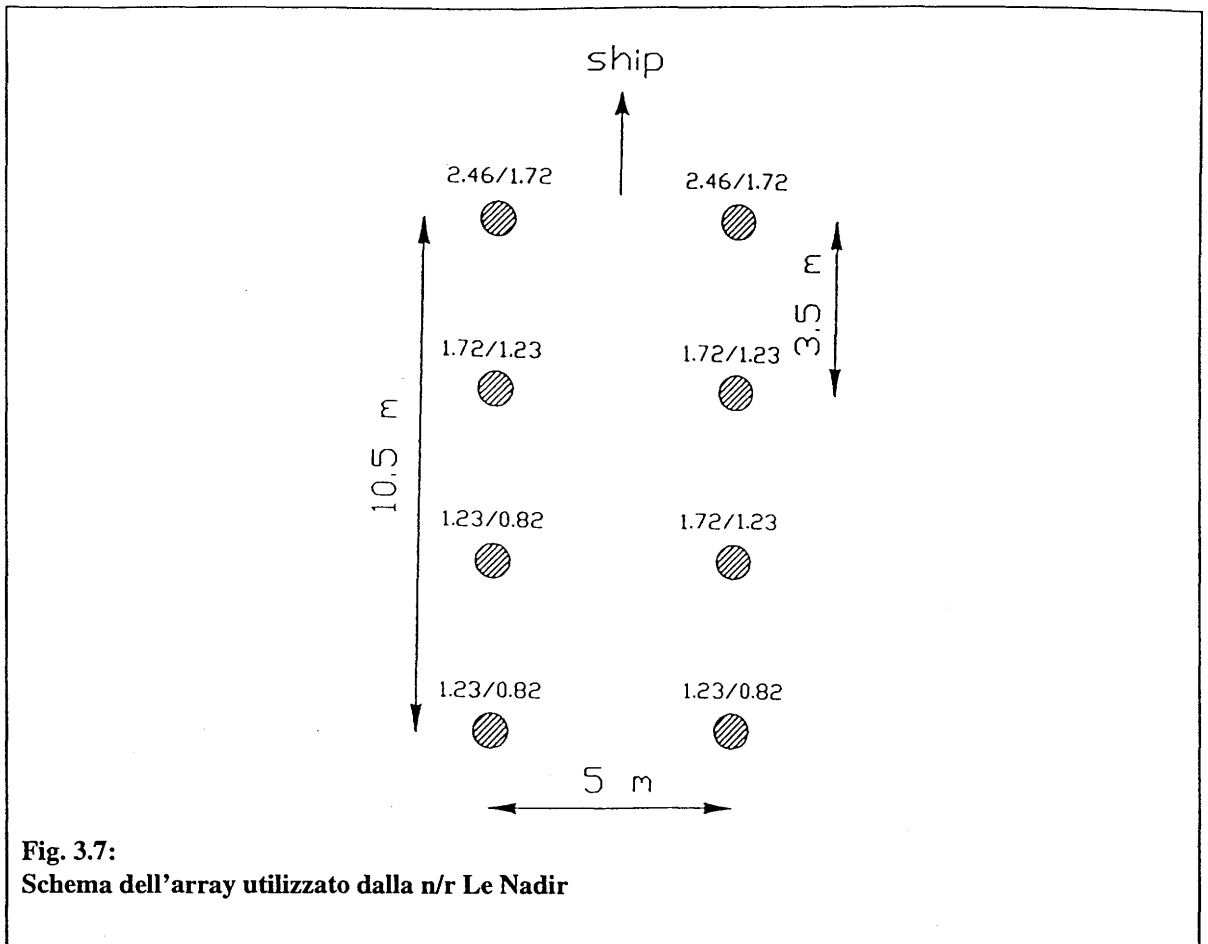


Fig. 3.6:
Pianta di posizione delle linee acquisite nell'ambito del progetto ETNASEIS.

La pressione dell'aria era di 150 bar e la cadenza di scoppio era pari a 50 m, con una velocità di avanzamento della nave di 5 nodi. Il sistema di acquisizione era costituito da un registratore SERCEL SN-358 DMX a 96 canali, e da un cavo sismico lungo 3 km in cui la distanza tra i canali era di 25 m, mentre la distanza tra il primo canale di acquisizione e il baricentro dell'array di cannoni era di 260 metri.



I cannoni sono stati mantenuti ad una profondità tra i 19 e 22 metri. Il sistema di navigazione della nave forniva la posizione ogni minuto pieno, mentre veniva registrato il segnale del tempo DCF e l'impulso di abilitazione allo sparo dei cannoni. Da tali dati, attraverso un programma di interpolazione (Coppola, 1994) sono state ricavate le coordinate geografiche per ogni scoppio. In Fig. 3.9 è riportato un esempio della signature *far-field* e del relativo spettro.

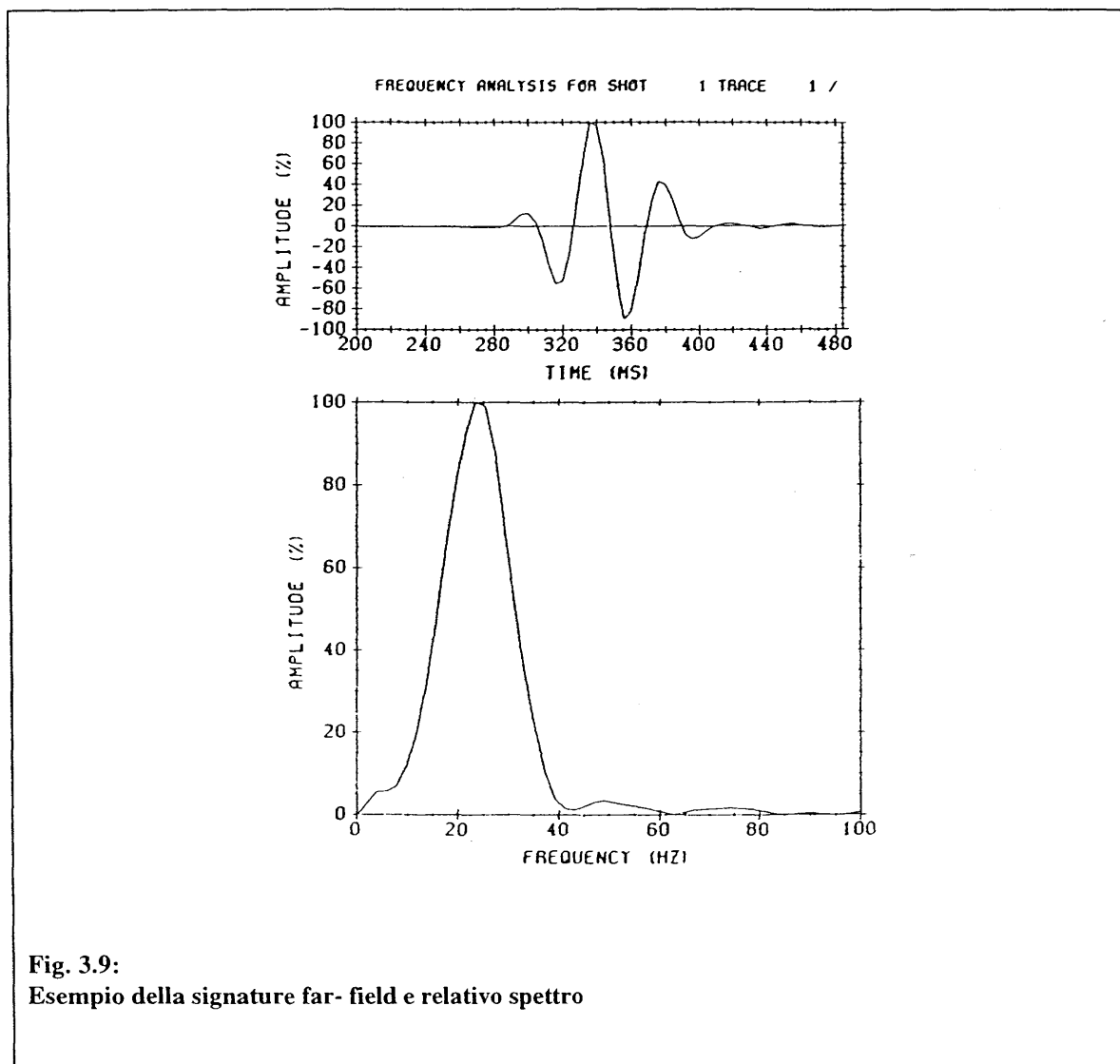


Fig. 3.9:
Esempio della signature far- field e relativo spettro

3.2.1.2 Acquisizione nella terza e quarta fase del progetto

Durante la terza fase del progetto(1994) sono state acquisite sei linee sismiche a riflessione multicanale per un totale di 378 km (vedi Fig. 3.6). Come per la prima fase, è stata utilizzata una sorgente tipo *single bubble*, con l'unica differenza che, anziché GI *airguns*, sono stati utilizzati

degli air-guns di tipo normale (vedi Fig. 3.10). In questa fase è stata utilizzata la nave da ricerca OGS-Explora.

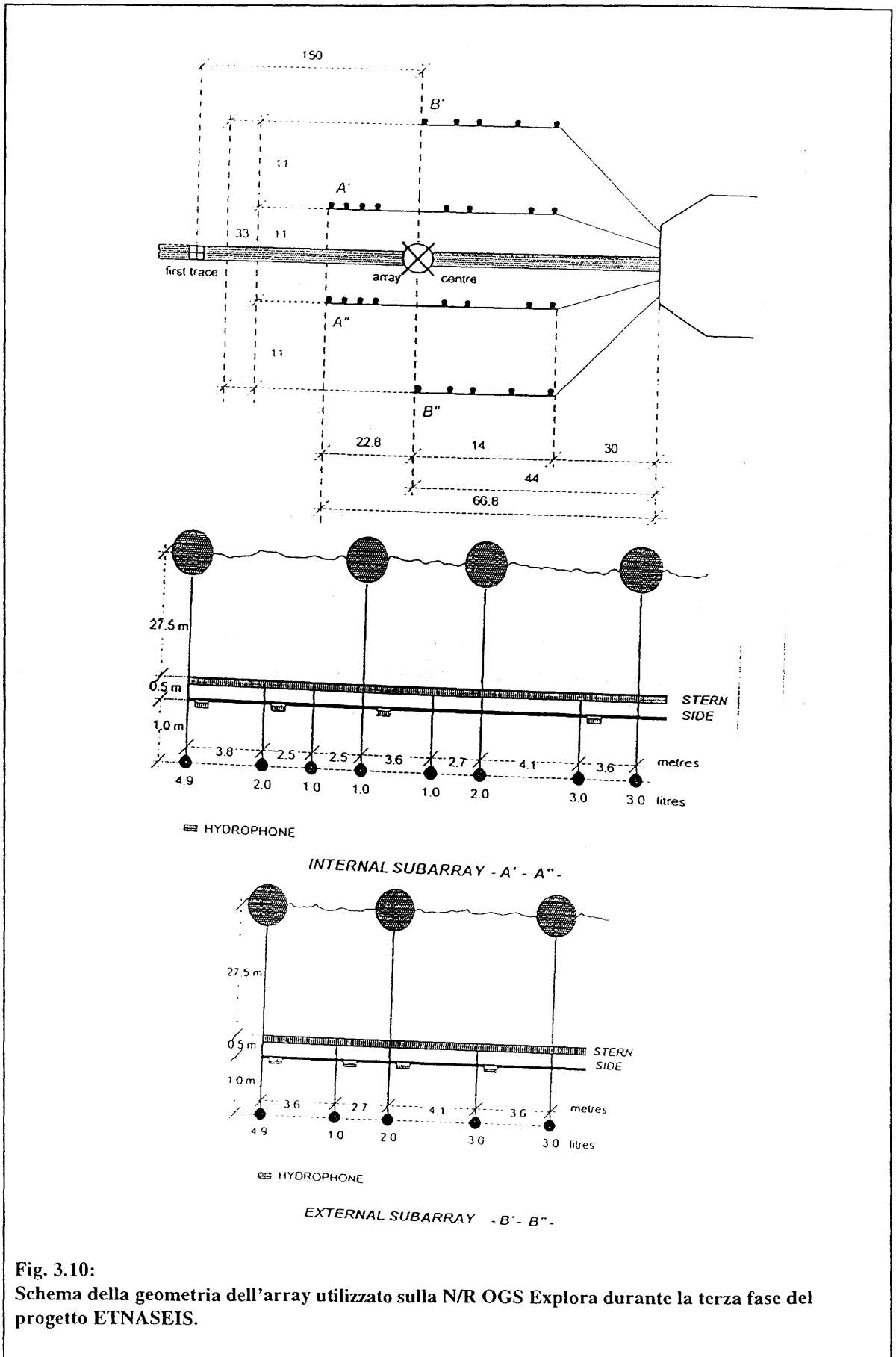


Fig. 3.10:
Schema della geometria dell'array utilizzato sulla N/R OGS Explora durante la terza fase del progetto ETNASEIS.

Nelle Tab. 3.2, 3.3 e 3.4 sono riportate le caratteristiche del sistema di acquisizione, della sorgente, nonché i parametri di acquisizione.

Sistema di acquisizione sulla N/R OGS Explora	
Strumenti di registrazione	Sercel SN 358 DMX
Densità e formato dei dati	SEG-D/6250 bpi
Numero di canali	246+8 aux
Tipo di cavo sismico	Analogico/PRAKLA

Tab. 3.2 Sistema di acquisizione della N/R OGS Explora

Sorgente sismica impiegata nella terza fase del Progetto ETNASEIS	
Tipo di sorgente	Air-gun Single Bubble mode
Numero di sub-arrays	4
Numero di cannoni per array	5-5-8-8
Volume totale	62.61
Pressione di esercizio	140 atm. (2000psi)
Tolleranza	± 10%
Output sorgente	appross. 45 bar m (0-40 Hz freq. range)
Volume dei cannoni	4.91 (4)/ 3.01(8)/2.01(6)/1.01(8)

Tab. 3.3 Sorgente sismica impiegata nella terza fase del progetto ETNASEIS

Parametri di acquisizione della terza fase del Progetto ETNASEIS	
Numero di canali	180
Distanza tra i canali	25 metri
Lunghezza streamer	4500 metri
Profondità streamer	20 metri
Offset minimo	150 metri
Lunghezza registrazione	17 s
Intervallo di campionamento	4 ms
Costante di guadagno	24 dB
Filtro di taglia-basso	escluso
Filtro di taglia-alto	77 Hz (70 dB/oct)
Modalità di scoppio	a tempo/a distanza
Profondità sorgente	21-23 metri
Velocità nominale	4.5 nodi
Copertura nominale	4500%

Tab 3.4: Parametri di acquisizione della terza fase del progetto ETNASEIS

Nella quarta fase, sempre con la nave OGS Explora, il sistema di energizzazione utilizzato è stato quello tuned mode (Fig. 3.11) le cui caratteristiche sono riportate in Tab. 3.5.

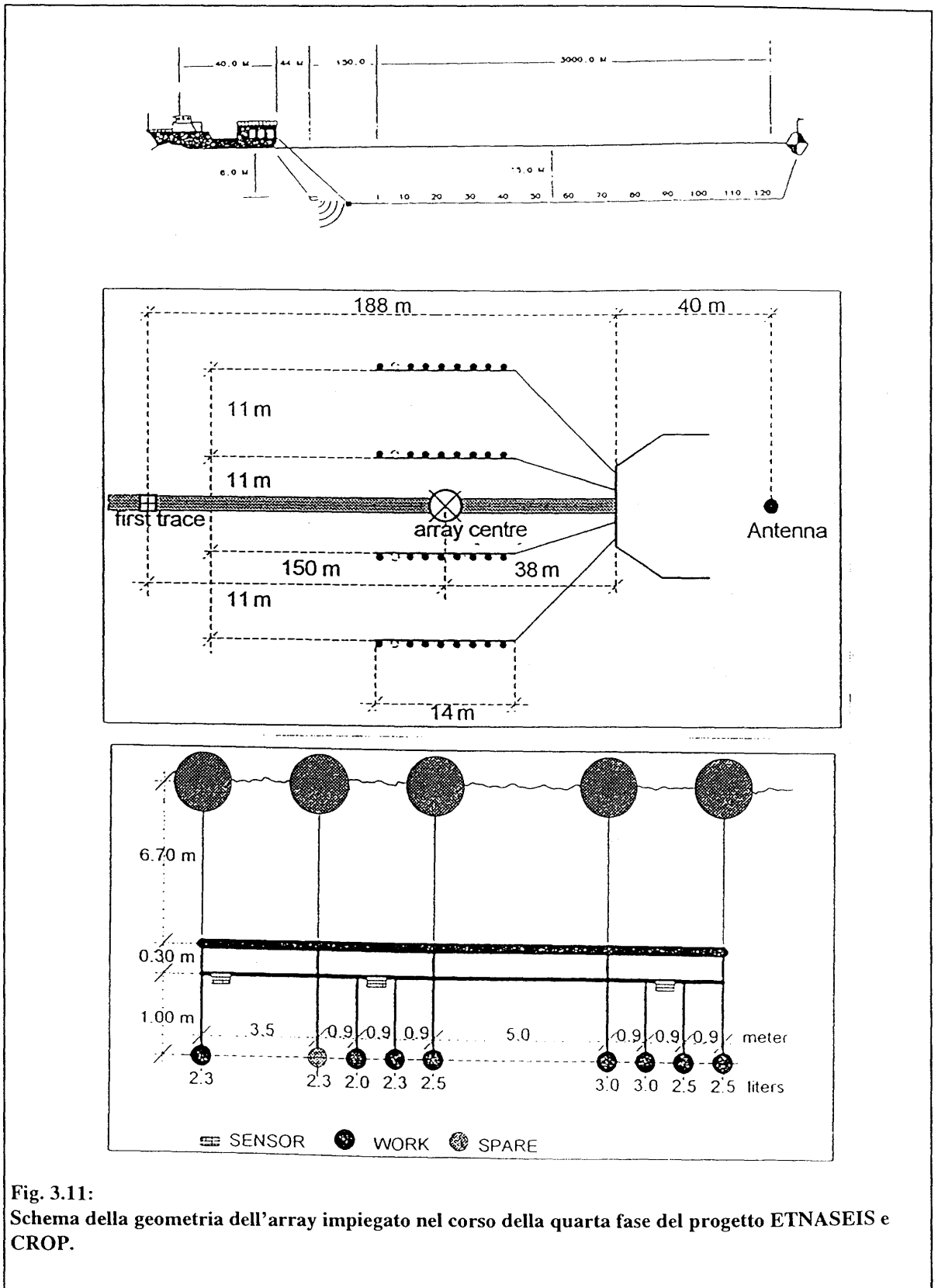


Fig. 3.11:
 Schema della geometria dell'array impiegato nel corso della quarta fase del progetto ETNASEIS e CROP.

Caratteristiche della sorgente sismica utilizzata nella quarta fase dei progetti ETNASEIS e CROP	
Tipo di sorgente	Air gun tuned mode
Numero di subarray	4
Numero di cannoni per array	5-5-8-8
Volume totale	80.41
pressione di operazione	140 atm (2000 psi)
Tolleranza	±10%
Output della sorgente	103.4 bar m (campo della frequenze 0-256)
Volume dei cannoni	4.91 (4)/ 3.01 (8)/ 2.01 (6) 1.01 (8)

Tab. 3.5: Caratteristiche della sorgente sismica nella quarta fase del progetto ETNASEIS.

Nell'ultima fase sono state acquisite due linee sismiche a riflessione multicanale, la E8 e la E11, (vedi Fig. 3.6 e Tab. 3.6) per un totale di 107.4 km.

Parametri di acquisizione della quarta fase del Progetto ETNASEIS	
Numero di canali	180
Distanza tra i canali	25 metri
Lunghezza streamer	4500 metri
Profondità streamer	15 metri
Offset minimo	150 metri
Lunghezza registrazione	16 s
Intervallo di campionamento	4 ms
Costante di guadagno	24 dB
Filtro di taglia-basso	escluso
Filtro di taglia-alto	77.5 Hz (72 dB/oct)
Modalità di scoppio	ogni 50 metri
Profondità sorgente	8 metri
Velocità nominale	4.5 nodi
Copertura nominale	4500%

Tab. 3.6: Parametri di acquisizione della quarta fase del progetto ETNASEIS e CROP

Nello stesso periodo e con le stesse caratteristiche di energizzazione, sono state acquisite, nell'ambito del progetto CROP, anche le linee sismiche M21, M31 e M39 che hanno arricchito i dati per il collegamento terra-mare del progetto ETNASEIS.

3.2.2 Elaborazione dei dati

In funzione della diversità delle sorgenti sismiche utilizzate e del rapporto segnale/rumore, le varie linee sismiche sono state sottoposte ad elaborazioni tra loro differenti, schematizzate nelle Tab. 3.7 e 3.8.

3.2.2.1 Elaborazione dei dati della prima fase del progetto

L'elaborazione prestack è stata svolta presso l'O.G.S. di Trieste, mentre il D.I.N.M.A. dell'Università di Trieste ha curato le fasi relative al processing post-stack.

Pre-stack processing	
Reformat.....	da SEG-D a XSS floating point
Bination.....	Filtro antialiasing 40/60 Hz (0dB-34dB) e ricampionamento dei dati a 8 ms
Array reformat.....	media pesata di cinque tracce con output nella posizione centrale
	pesi
	0 25 100 25 a 0 secondi twt
	40 80 100 80 40 a 17 secondi twt
Controllo qualità.....	shot monitor e visualizzazione del near trace
Deconvoluzione.....	operatore di 240 ms, distanza di predizione 40 ms, 1% di rumore bianco
Gather.....	re- arrangiamento delle tracce in 24 CDP
Recupero ampiezze.....	utilizzo della curva di guadagno sintetica:
	$Gain (dB)=T+1.5 \times 20 \log_{10} T$
Correzioni	
Analisi di velocità.....	con l'utilizzo di 'VELSTACK'
Correzione NMO.....	applicazione di correzione NMO
Mute.....	derivato da scans di mute
Peso delle tracce.....	applicazione di pesi, con variazione lineare, dalle tracce più vicine a quelle più lontane per attenuare le multiple del fondo-mare
Stack.....	2400%
Processing post-stack	
Somma delle tracce.....	somma di due tracce adiacenti
Filtraggio FK.....	applicazione di un 'pie slice filer'-11 campioni
Filtro di coerenza.....	usate 21 tracce: +/- 4 ms/traccia; ricerca fatta in 8 'finestre di inclinazione'
	fattore peso=2
Space-T.V.F.	derivato dagli scans di filtro
	esempio- CDP 2000:
	Lo dB/oct Hi dB/oct time
	18 36 65 72 2.4 s
	12 36 48 64 4.0 s
	6 36 30 64 8.5 s
	3 36 12 48 10.5 s
Bilanciamento ampiezze.....	lunghezza della finestra 1.5 s

Tab 3.7 Sequenza elaborativa tipo, applicata alle linee acquisite nel 1993 nell'ambito del progetto ETNASEIS

Al fine di ottenere una buona immagine delle discontinuità più profonde sono stati utilizzati degli algoritmi non standard, tra cui meritano un approfondimento l'array reformat e il filtro di coerenza.

L'*array reformat* è un'operazione *time-variant* che si effettua nel dominio degli scoppi. Esso permette di eseguire una somma pesata di un numero prestabilito di tracce (nel nostro caso fino a cinque per i tempi più grandi) e di sostituire quella centrale con il risultato della somma. Ovviamente la scelta del numero di tracce da sommare e dei pesi da adottare risulta fondamentale per ottenere un buon risultato. Tale procedura permette di aumentare il valore del rapporto segnale/rumore e la coerenza degli eventi sub-orizzontali.

In fase post-stack è stato applicato un filtro di coerenza (*coherency filtering*). Questo operatore determina automaticamente, per ogni campione, la pendenza degli eventi per cui la somma di più tracce viene massimizzata. Sommando le tracce lungo questa pendenza, la coerenza laterale viene migliorata. Una adeguata scelta dei pesi per la somma permette di ottenere risultati soddisfacenti, soprattutto se il rapporto segnale/rumore nei dati di ingresso è abbastanza elevato (Valasek et al., 1990).

3.2.2.2 Elaborazione dei dati della terza e quarta fase

Anche in questo caso il processing pre-stack è stato eseguito presso l'O.G.S. mentre quello poststack dal D.I.N.M.A. Tale processo elaborativo si discosta da quelli standard per i seguenti punti:

- la lunghezza dell'operatore per la deconvoluzione pre-stack, è molto grande (vedi Tab. 3.7 e 3.8). Ciò è dovuto al fatto che l'ondina prodotta dalla sorgente è a fase mista. Questo tipo di deconvoluzione *surface consistent* è necessaria per evidenziare correttamente i segnali profondi;
- la rimozione della prima multipla del fondo marino (*multiple attenuation*), che è uno dei problemi più complessi dell'elaborazione dei dati a mare, è risultata nel nostro caso molto importante, in quanto mascherava gli eventi profondi da noi ricercati. La seguente sequenza ha permesso di ottenere ottimi risultati:
 - correzione *normal move out* con la velocità dell'evento multiplo;
 - applicazione di un filtro mediano che rigetta tutti gli eventi piatti;
 - *normal move out* inverso.
- applicazione del filtro di coerenza il cui significato è già stato spiegato nell'analisi del processing delle linee acquisite nel '93.

Pre-stack processing	
Reformat.....	da SEG-D a XSS floating point
Bination.....	Filtro antialiasing 40/60 Hz (0dB-34dB) e ricampionamento dei dati a 8 ms
Somma tracce.....	somma di due tracce adiacenti usando differenti correzioni NMO con velocità teoriche
Controllo qualità.....	shot monitor e visualizzazione del near trace
Deconvoluzione.....	surface consistent con operatore di 800 ms con 8 ms di intervallo di predizione e 5% di rumore bianco
Gather.....	re-arrangiamento delle tracce in 53 CDP
Attenuazione multiple.....	applicazione di un filtro mediano ai CDP gathers corretti per la velocità delle multiple
Recupero ampiezze.....	utilizzo della curva di guadagno sintetica: Gain (dB)= $T+1.5 \times 20 \log_{10} T$
Correzioni	
Analisi di velocità.....	con l'utilizzo di 'VELSTACK'
Correzione NMO.....	applicazione di correzione NMO
Mute.....	derivato da scans di mute
Peso delle tracce.....	applicazione di pesi, con variazione lineare, dalle tracce più vicine a quelle più lontane per attenuare le multiple del fondo-mare
Stack.....	5000%
Processing post-stack	
Filtraggio FK.....	applicazione di un 'pie slice filer'-11 campioni
Filtro di coerenza.....	usate 21 tracce: +/- 4 ms/traccia; ricerca fatta in 8 'finestre di inclinazione' fattore peso=2
Migrazione.....	migrazione temporale di Kirchoff campo di velocità: fondo mare: 1.5 km/s fine dei dati: 2.1 Km/s
Space-T.V.F.	dervato dagli scans di filtro
	esempio- CDP 2000:
	Lo dB/oct Hi dB/oct time
	18 36 65 72 2.4 s
	12 36 48 64 4.0 s
	6 36 30 64 8.5 s
	3 36 12 48 10.5 s
Bilanciamento ampiezze.....	lunghezza della finestra 1.5 s

Tab. 3.8: sequenza elaborativa tipo, applicata alle linee acquisite nel 1994 nell'ambito del progetto ETNASEIS

Il filtro mediano è un processo non lineare, e il termine mediano è inteso nel suo termine statistico corretto. Esso viene utilizzato per ottenere uno *smoothing* dei dati. Il suo funzionamento può essere suddiviso in due fasi:

dapprima una sequenza di valori X_1, X_2, X_3, X_4, X_5 viene posta in ordine di grandezza crescente ottenendo, per esempio: X_3, X_5, X_2, X_4, X_1 e successivamente, il valore mediano, che risulta essere X_3 , va a sostituire nella sequenza il valore X_3 .

L'azione di un filtro mediano in questa sequenza può quindi essere così schematizzata:

$$(X_1, X_2, X_3, X_4, X_5) \rightarrow \text{Filtro mediano} \rightarrow X_2$$

Nel nostro caso, dopo aver applicato il *normal move out* per la multipla del fondo mare, si sommano alcune tracce. La successiva applicazione di un filtro mediano, comporta l'eliminazione degli arrivi multipli, aventi, con questa procedura, valori di ampiezza elevati rispetto agli arrivi primari. La successiva applicazione di un *normal move out* inverso, consente di ottenere dei dati in cui la multipla del fondo mare risulta fortemente attenuata.

La procedura di elaborazione utilizzata era finalizzata alla evidenziazione delle strutture profonde ed ha portato, in alcuni casi, a delle scelte che hanno diminuito la risoluzione superficiale del dato. Un esempio di quanto appena scritto è senza dubbio il ricampionamento iniziale dei dati da 4 a 8 ms (previo filtraggio anti-aliasing).

3.3 Il Progetto Medee

Nel Luglio 1995 si è svolta la campagna oceanografica MEDEE alla quale il dottorando ha partecipato. In tale campagna sono stati acquisiti dati batimetrici, gravimetrici, magnetometrici, di riflettività del fondo marino e di sismica a riflessione ad alta risoluzione nel Mar Ionio. Nelle prime due settimane, in particolare, tali dati geofisici sono stati acquisiti nel settore occidentale del Mar Ionio, nell'area oggetto di questa tesi.

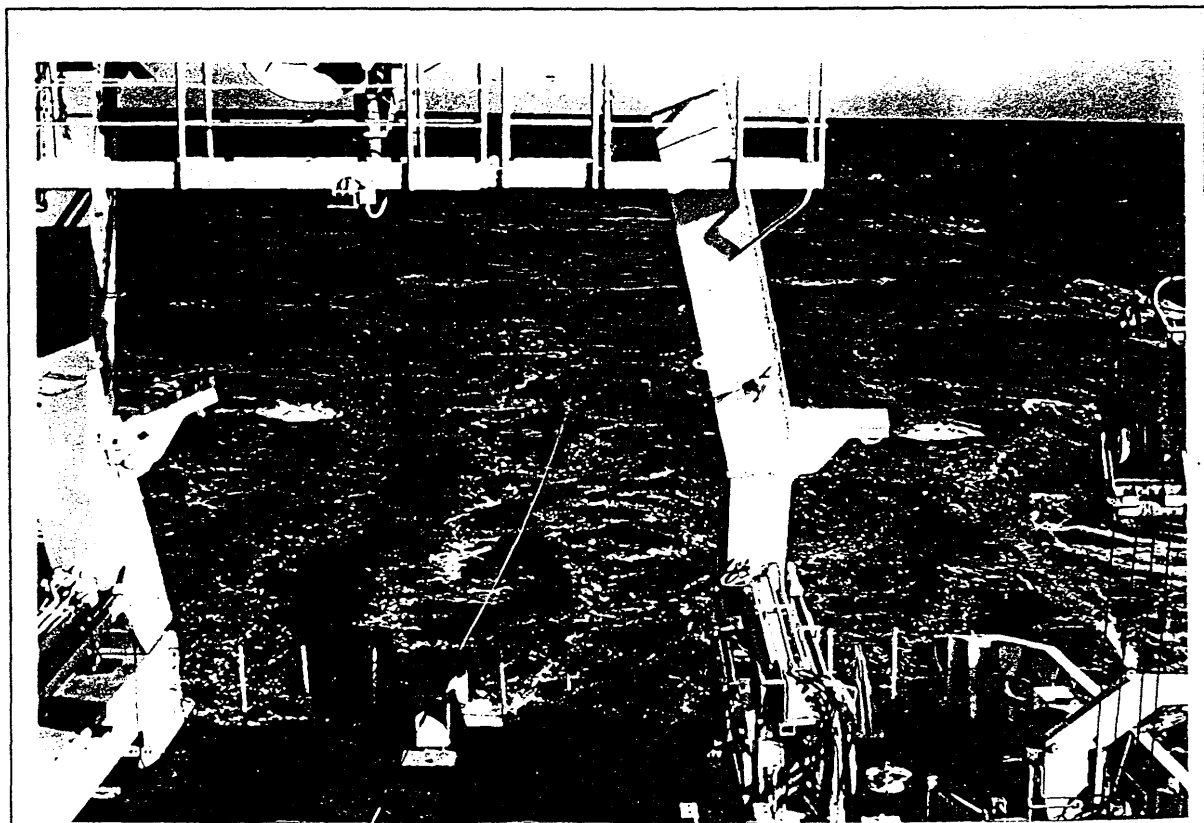


Fig. 3.12:
Una fase di acquisizione delle linee sismiche durante la campagna MEDEE.

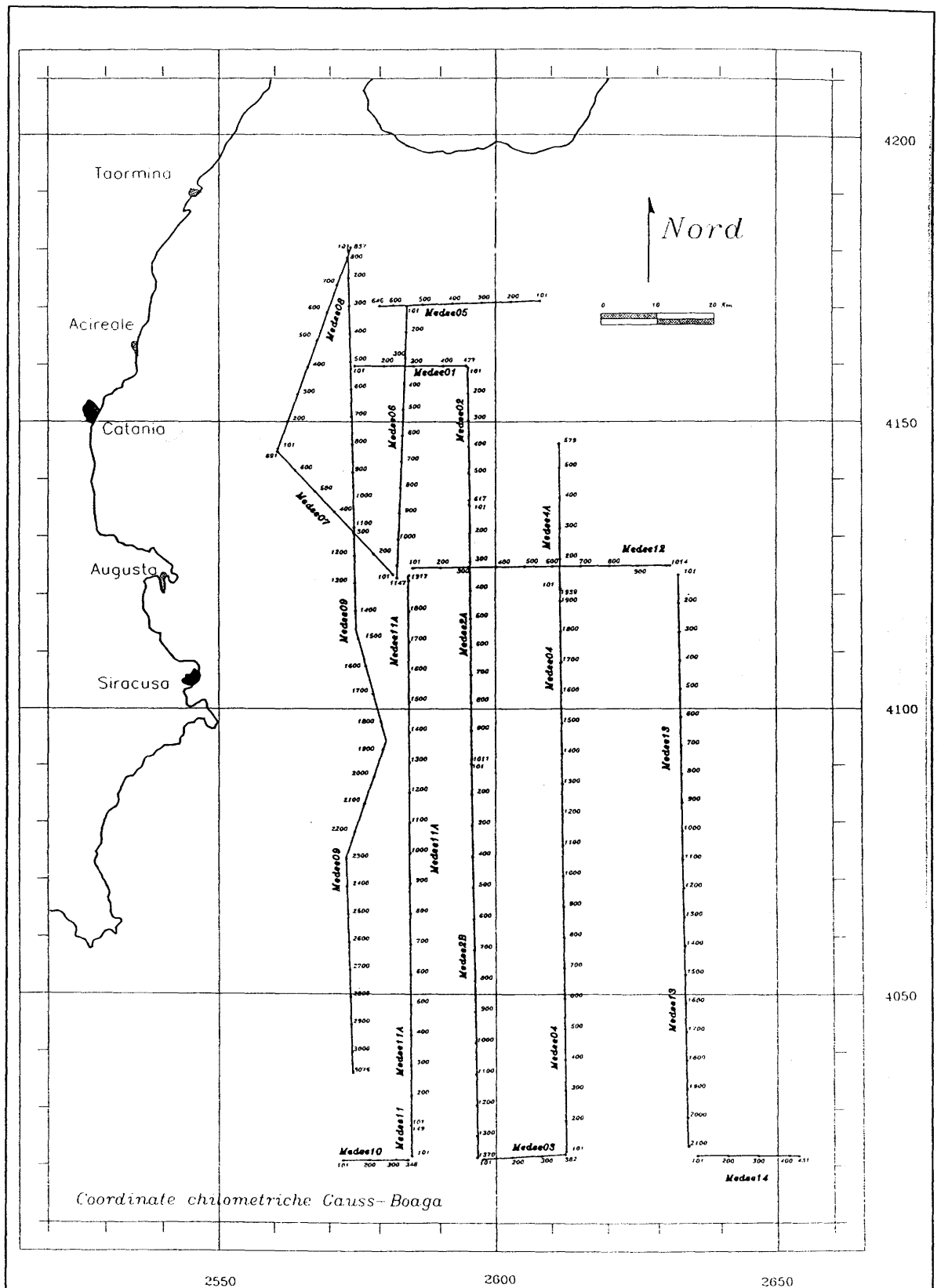


Fig. 3.13:
 Mappa di posizione delle linee sismiche acquisite nell'ambito del progetto MEDEE

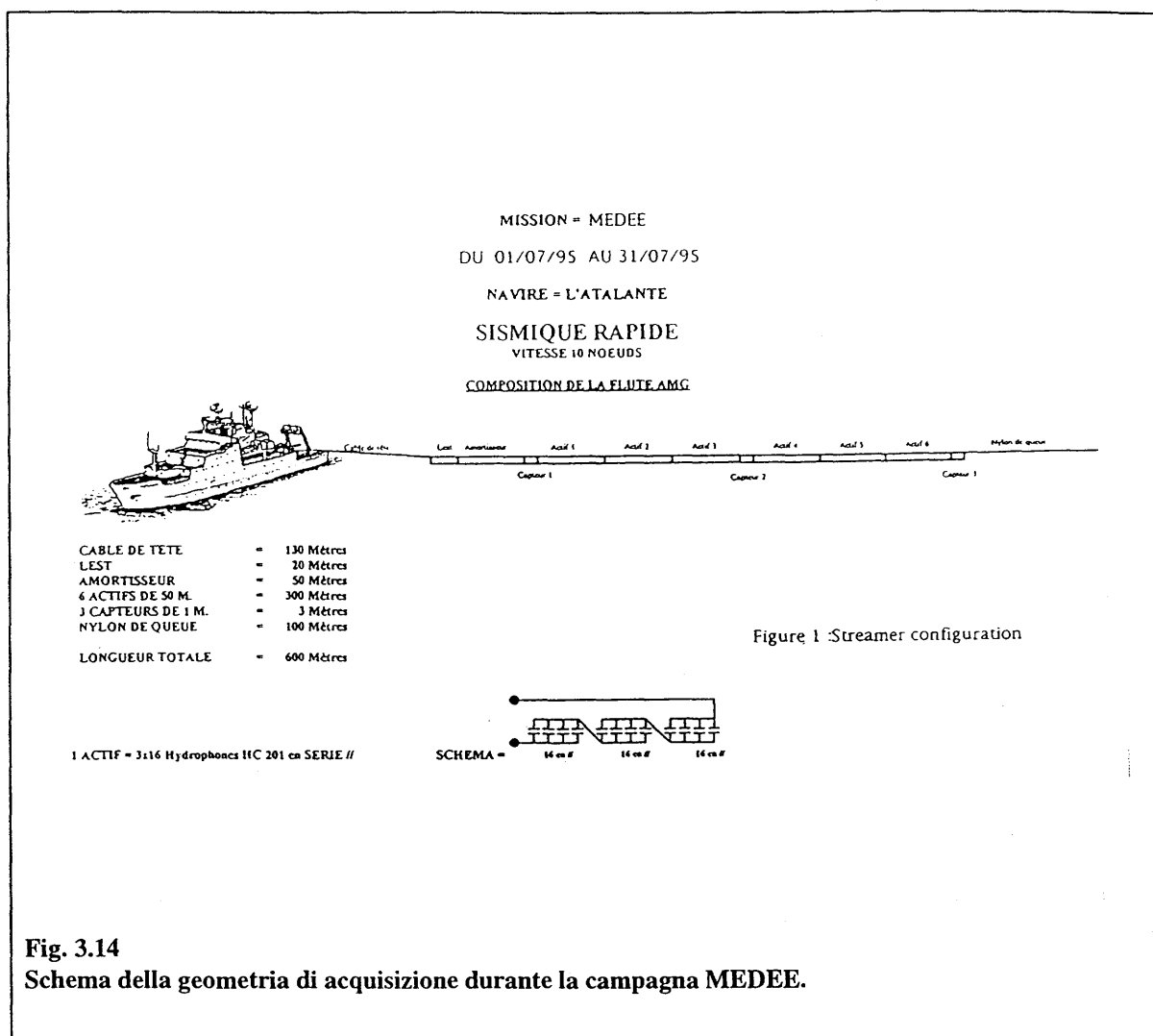


Fig. 3.14
 Schema della geometria di acquisizione durante la campagna MEDEE.

3.3.1 Acquisizione dei dati sismici

Sono state acquisite 18 linee sismiche multicanale ad alta risoluzione (Fig. 3.13) con due G.I. *airguns* posti a una profondità di 7.5 m con una pressione di esercizio di 160 bar e una capacità di 2.5 litri.

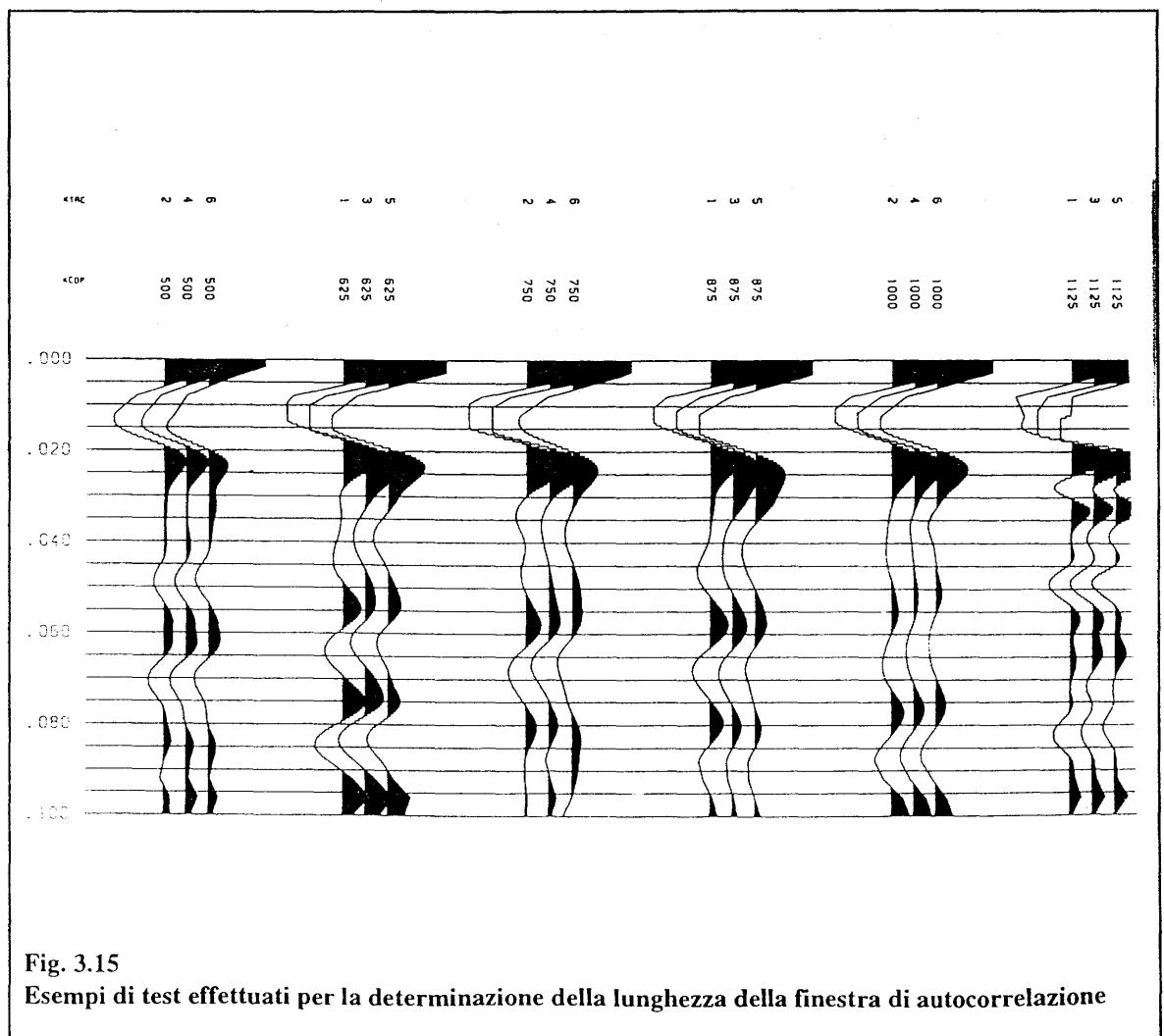
Il sistema di acquisizione è costituito da uno streamer AMG comprendente sei gruppi di idrofoni spazati tra loro di 50 m, a loro volta composti da quarantotto idrofoni. La distanza tra il primo gruppo e la sorgente era di 200 m (Fig. 3.14).

La velocità di navigazione durante l'acquisizione è stata di 10 nodi, con un intervallo di scoppio pari a 10 s (ogni 50 metri) che ha comportato una copertura del 600%. Il passo di campionamento è stato stabilito a 4 ms e la lunghezza massima di registrazione è stata di 4992 ms.

3.3.2 Elaborazione dei dati sismici

I dati sismici sono stati elaborati dal D.I.N.M.A. dell'Università di Trieste ed è stata seguita una procedura comune per tutti i profili. I punti più importanti dell'elaborazione sono stati senz'altro l'applicazione della deconvoluzione predittiva prestack e di un filtro passa-banda tipo Butterworth.

Nelle sezioni sismiche il segnale registrato è costituito dalla convoluzione dei coefficienti di riflessione delle discontinuità, che caratterizzano mezzi con proprietà fisiche diverse, con l'ondina generata dalla sorgente sismica, con l'aggiunta di rumore. La deconvoluzione spike è l'operatore inverso che permette di risalire ai coefficienti di riflessione delle discontinuità e di minimizzare le perdite di risoluzione restringendo la riflessione ad un impulso. Se si considera il processo di riflessione come del tutto casuale, le funzioni di autocorrelazione del sismogramma (il segnale acquisito) e dell'ondina generata coincidono. Allora, seguendo il metodo sviluppato da Wiener (Yilmaz, 1987), tramite la funzione di autocorrelazione è possibile determinare il filtro inverso necessario per eseguire una deconvoluzione corretta.



Per applicare la deconvoluzione pre-stack alle sezioni sismiche oggetto di studio, sono state scelte, sulla base dei tests effettuati, la lunghezza della finestra di autocorrelazione (Fig 3.15) pari a 32 ms, la lunghezza dell'operatore di autocorrelazione sempre di 32 ms e la lunghezza dell'intervallo di predizione uguale a 4 ms, coincidente con il passo di campionamento (spike deconvolution). Inoltre, affinché la serie dei coefficienti che definiscono il filtro inverso non sia divergente, è stato applicato un rumore bianco (prewhitening) pari al 5%.

Il filtro Butterworth, applicato su tutta la lunghezza temporale delle tracce, è un filtro di passa-banda di forma trapezoidale i cui vertici sono specificati da quattro frequenze, nel nostro caso 4 Hz, 7 Hz, 98 Hz e 120 Hz. I primi due valori determinano la rampa sinistra del trapezio cui corrisponde un'attenuazione di 6 db, il secondo e il terzo valore sono rispettivamente la frequenza di taglia basso e di taglia alto, mentre il terzo e il quarto valore definiscono la rampa destra del trapezio cui corrisponde un' attenuazione di 6 db.

E' stato successivamente applicato un AGC (*Automatic Gain Control*) ai dati post stack su una finestra di 200 ms.

3.3.3 Acquisizione ed elaborazione dei dati batimetrici

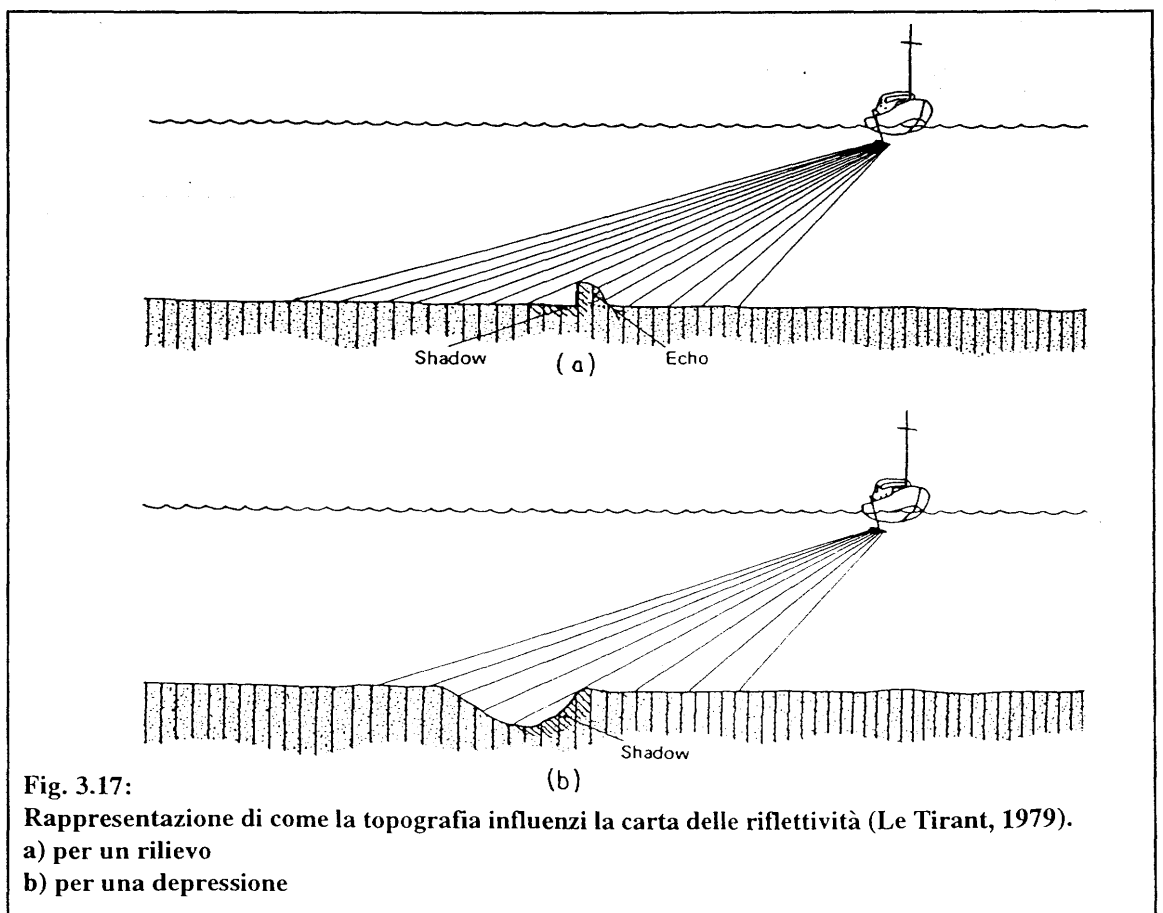
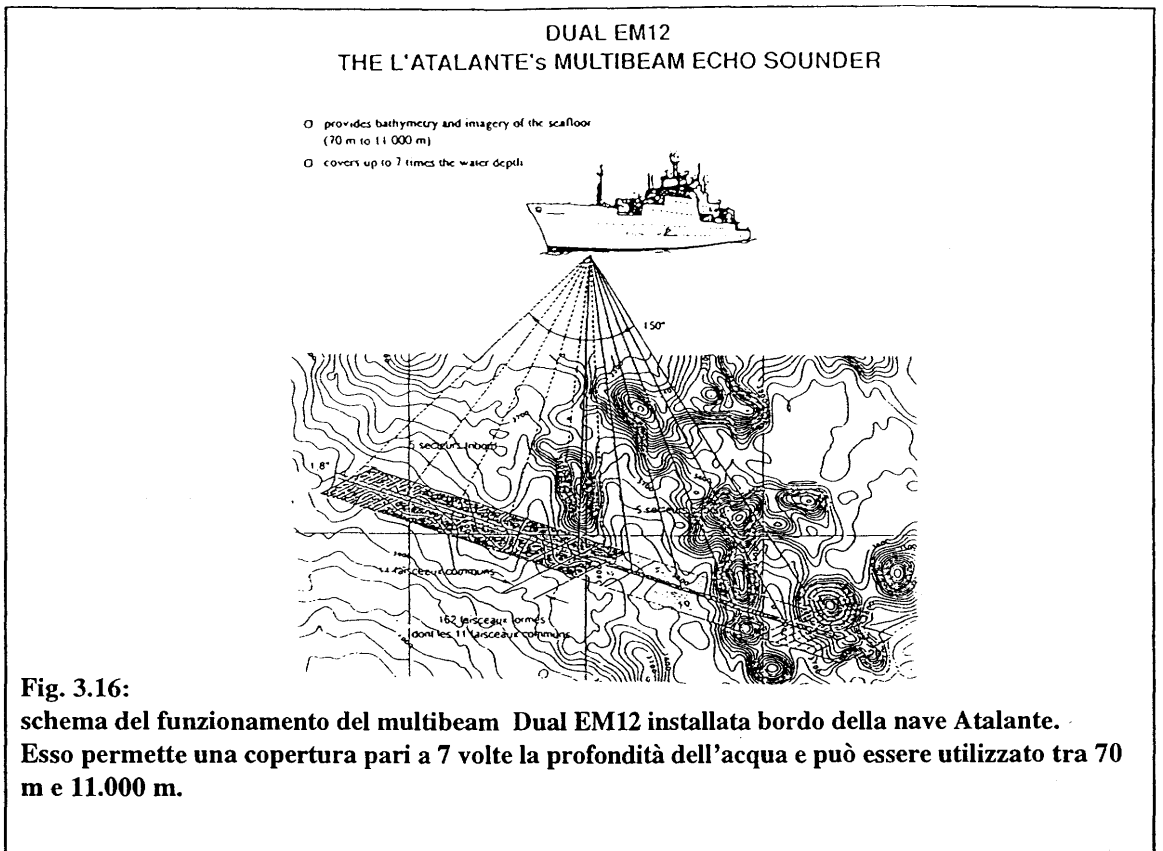
La R/V Atalante è fornita di due ecoscandagli multidirezionali EM12 che permettono una copertura di investigazione in larghezza pari a sette volte la profondità dell'acqua (vedi Fig. 3.16). Con tale strumentazione è possibile ottenere un'immagine acustica della riflettività del fondo mare, simile a quella che si ottiene con un *side scan sonar*, ma geometricamente e batimetricamente corretta. L'elaborazione dei dati così acquisiti fornisce inoltre la batimetria tridimensionale dell'area investigata. La formazione delle zone più o meno grigie nella carta delle riflettività possono essere causate o dalla topografia del fondo mare o dalle caratteristiche fisiche dei sedimenti del fondo mare (variazioni nel coefficiente di riflettività) o da fenomeni di dispersione. In Fig. 3.17 è visualizzato come la topografia del fondo mare influenza una carta della riflettività del fondo mare.

Le principali caratteristiche della strumentazione sono riportate nella Fig. 3.18.

L'elaborazione dei dati consiste essenzialmente nell'associare ad ogni informazione di profondità il corrispondente valore di coordinata geografica. Tali valori sono poi disposti su una griglia regolare, mettendo nei nodi della griglia il valore medio dei dati di profondità vicini.

In Fig. 3.19 e in Fig. 3.20 sono rappresentate la batimetria e la rappresentazione 3-D del fondo mare ottenute dalla griglia dei dati acquisiti durante la campagna, mentre in Fig. 3.21 è rappresentata la carta delle riflettività dell'area.

Nell'ambito della stessa campagna sono stati acquisiti anche dati magnetometrici e di gravità, che



hanno consentito di elaborare, già durante le campagne, le due carte rappresentate nelle Fig. 3.22 e 3.23. I dati magnetometrici hanno messo in evidenza un'anomalia positiva che conferma la presenza di vulcaniti nell'area del Monte Alfeo, mentre quelli gravimetrici hanno confermato l'andamento caratterizzante la tettonica dell'area che sarà discussa nel capitolo sesto.

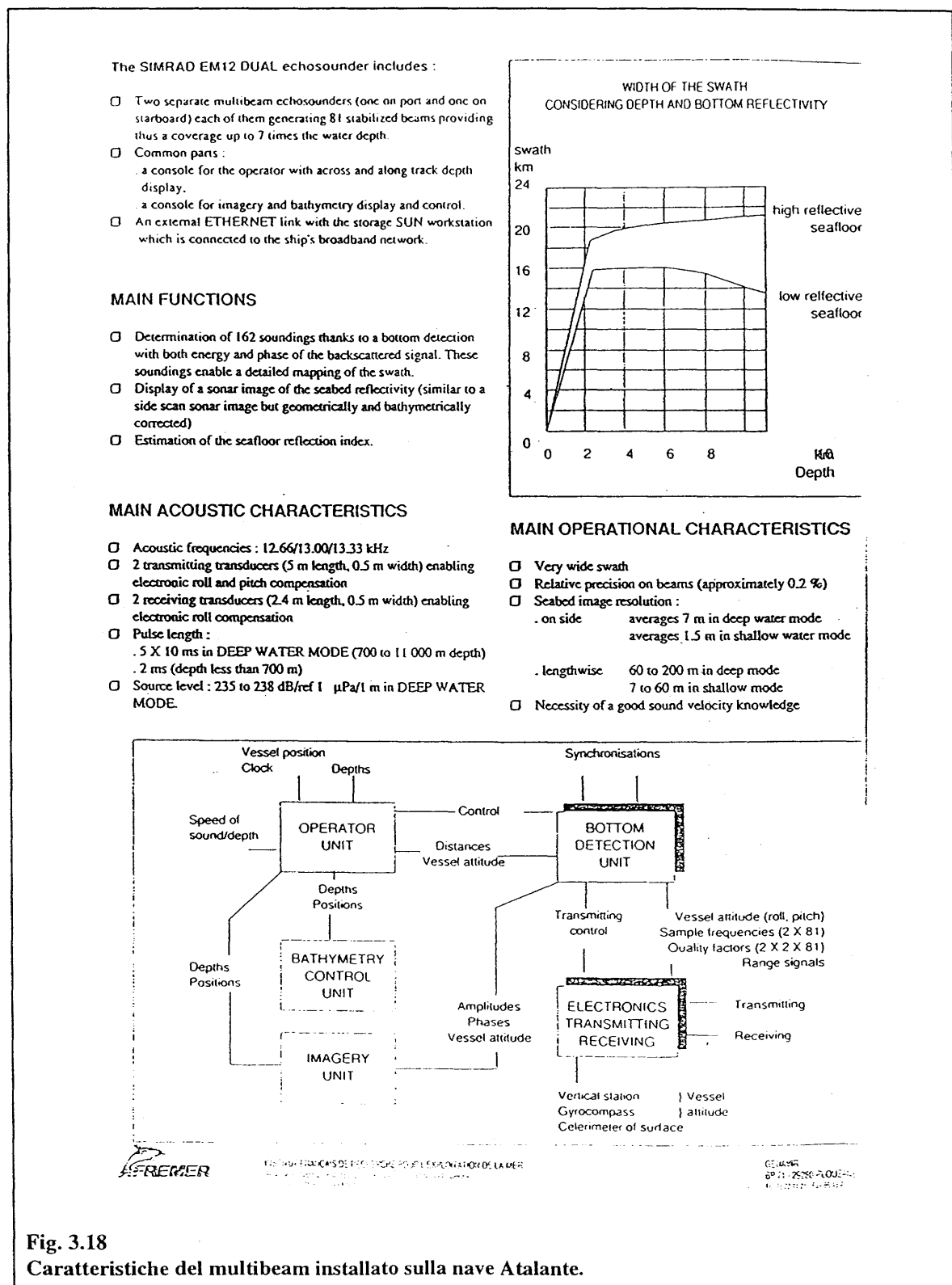


Fig. 3.18
Caratteristiche del multibeam installato sulla nave Atalante.

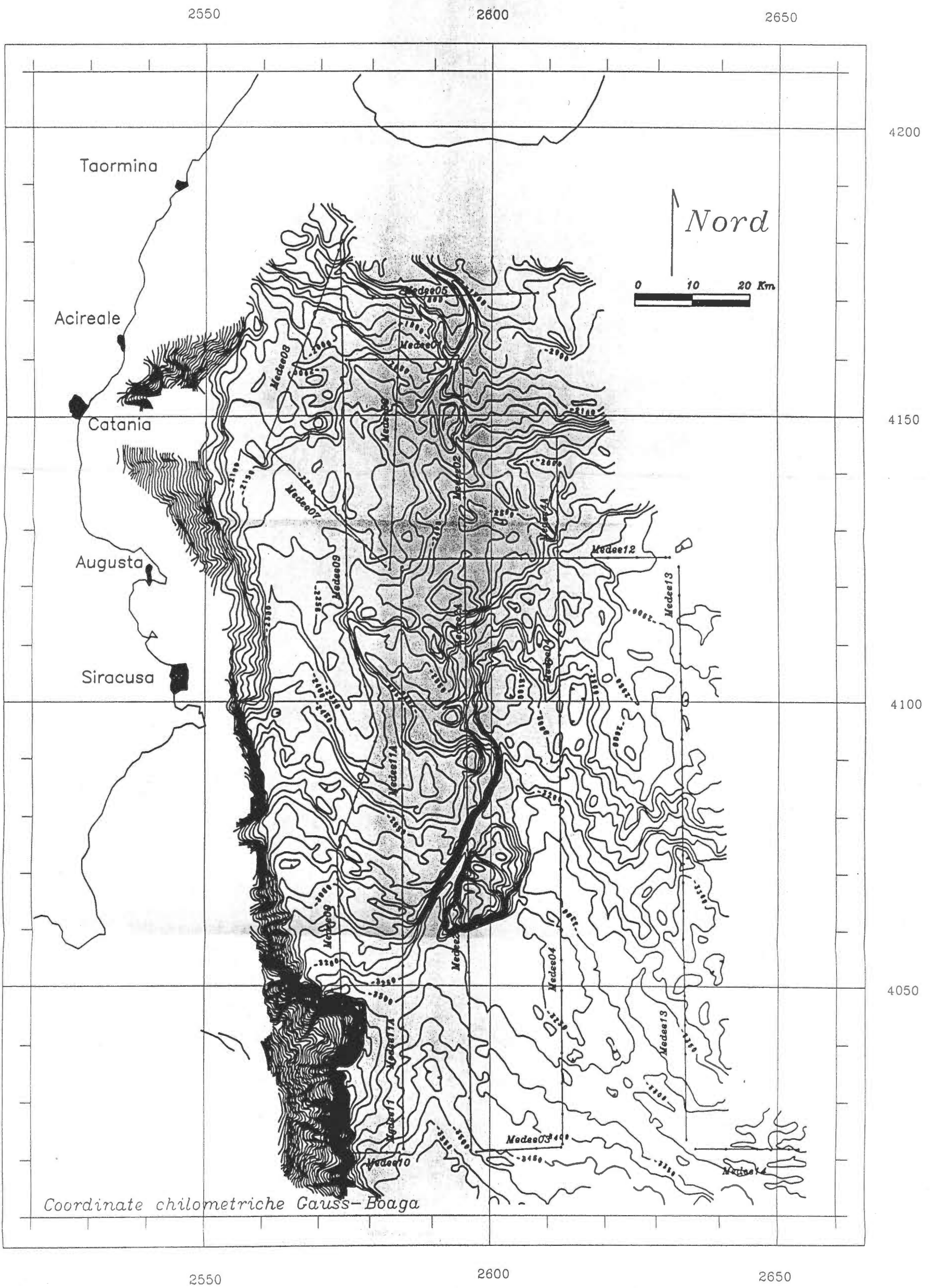


Fig. 3.19
Battimetria dell'area investigata.

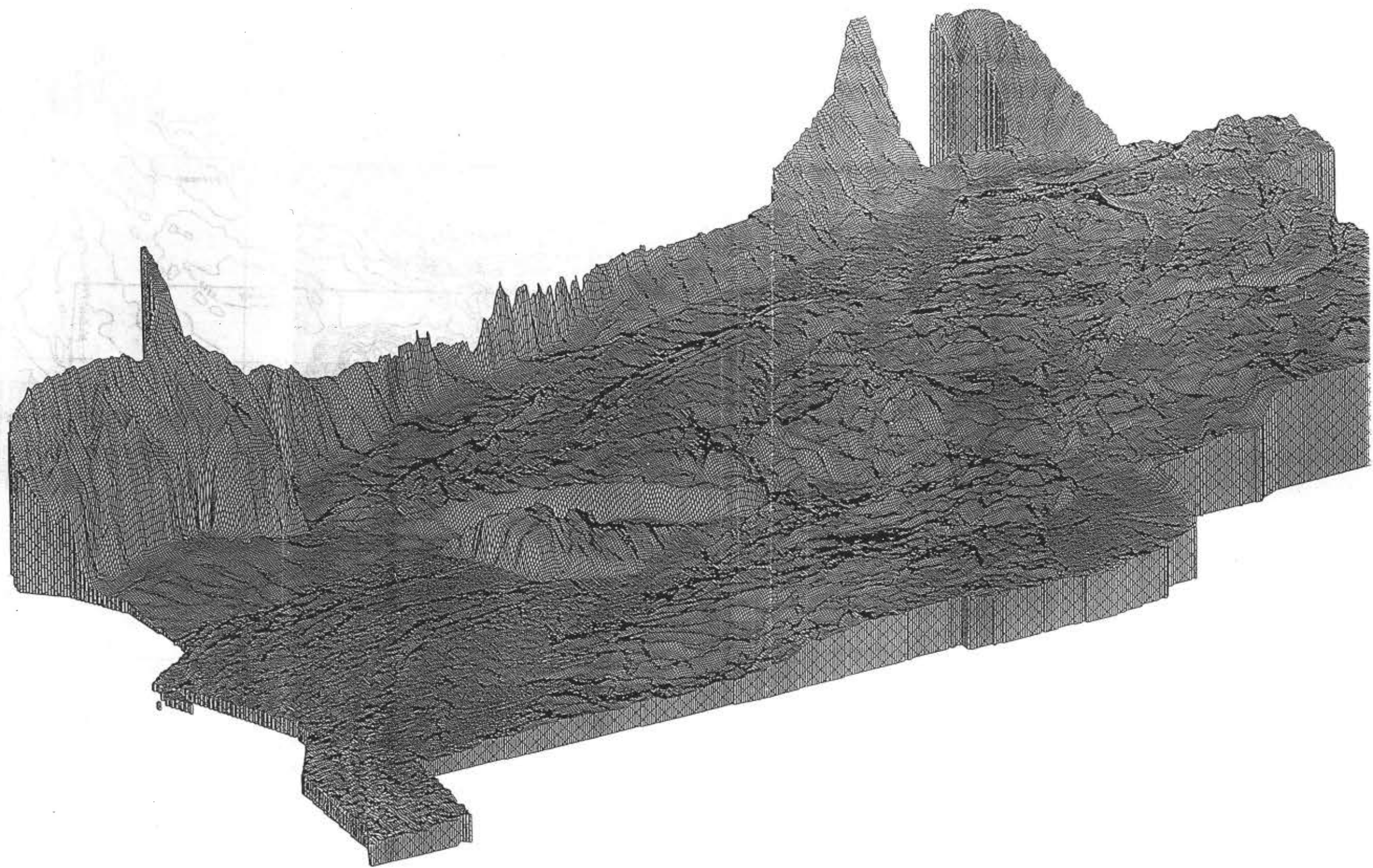


Fig. 3.20
Visualizzazione 3D del fondo mare dell'area investigata, ricavata dai dati ottenuti con il multibeam.

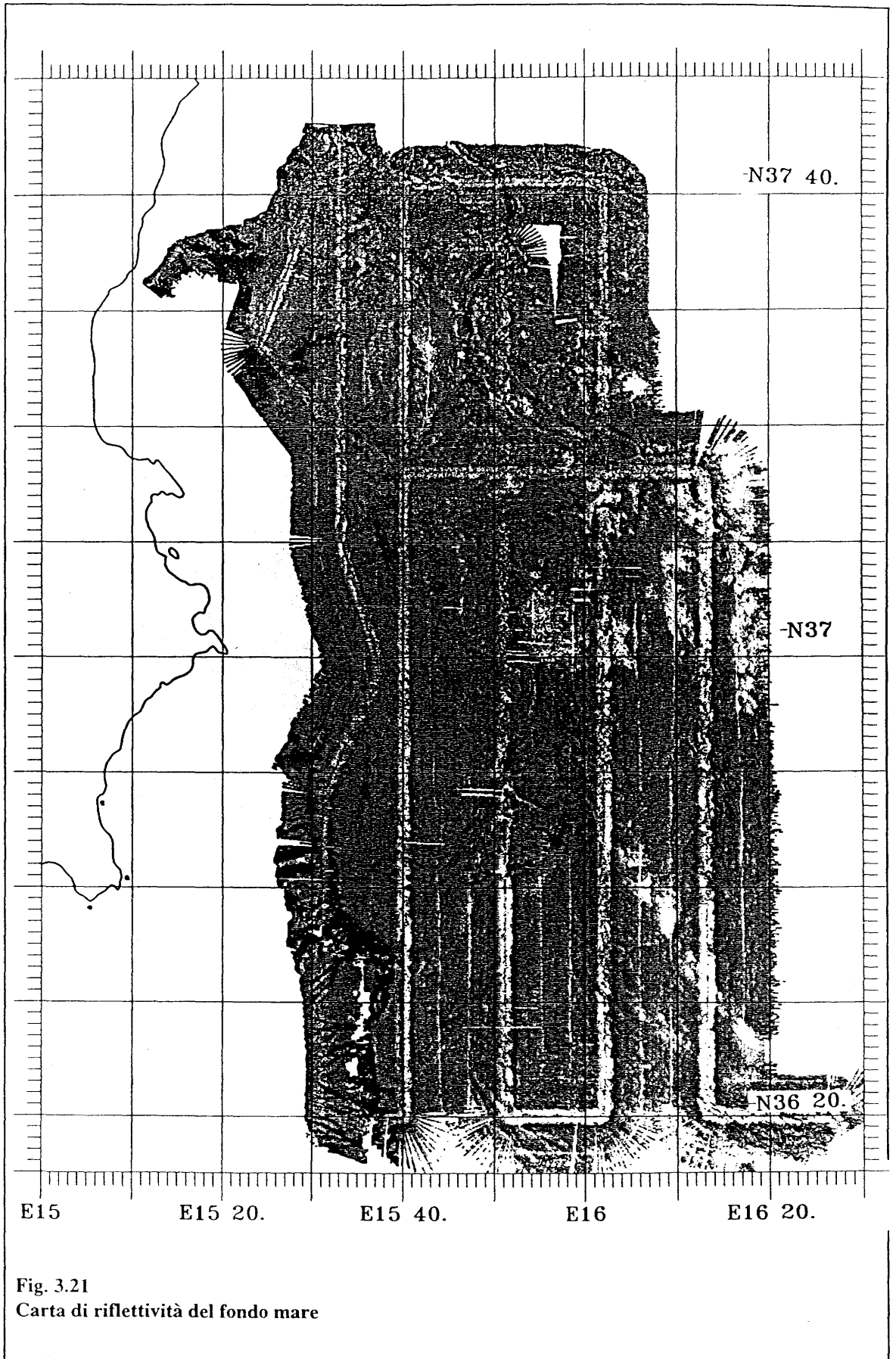


Fig. 3.21
Carta di riflettività del fondo mare

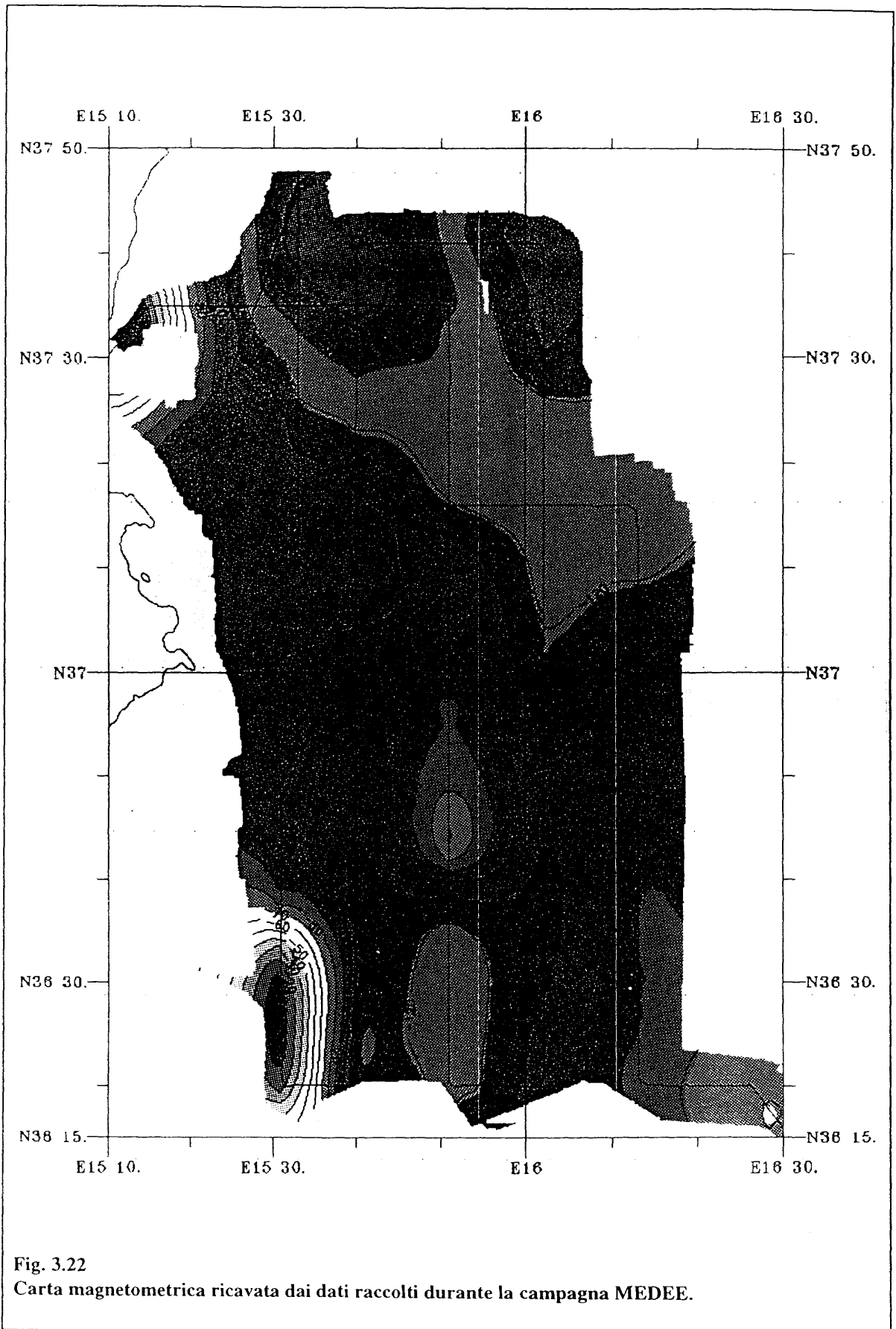


Fig. 3.22
Carta magnetometrica ricavata dai dati raccolti durante la campagna MEDEE.

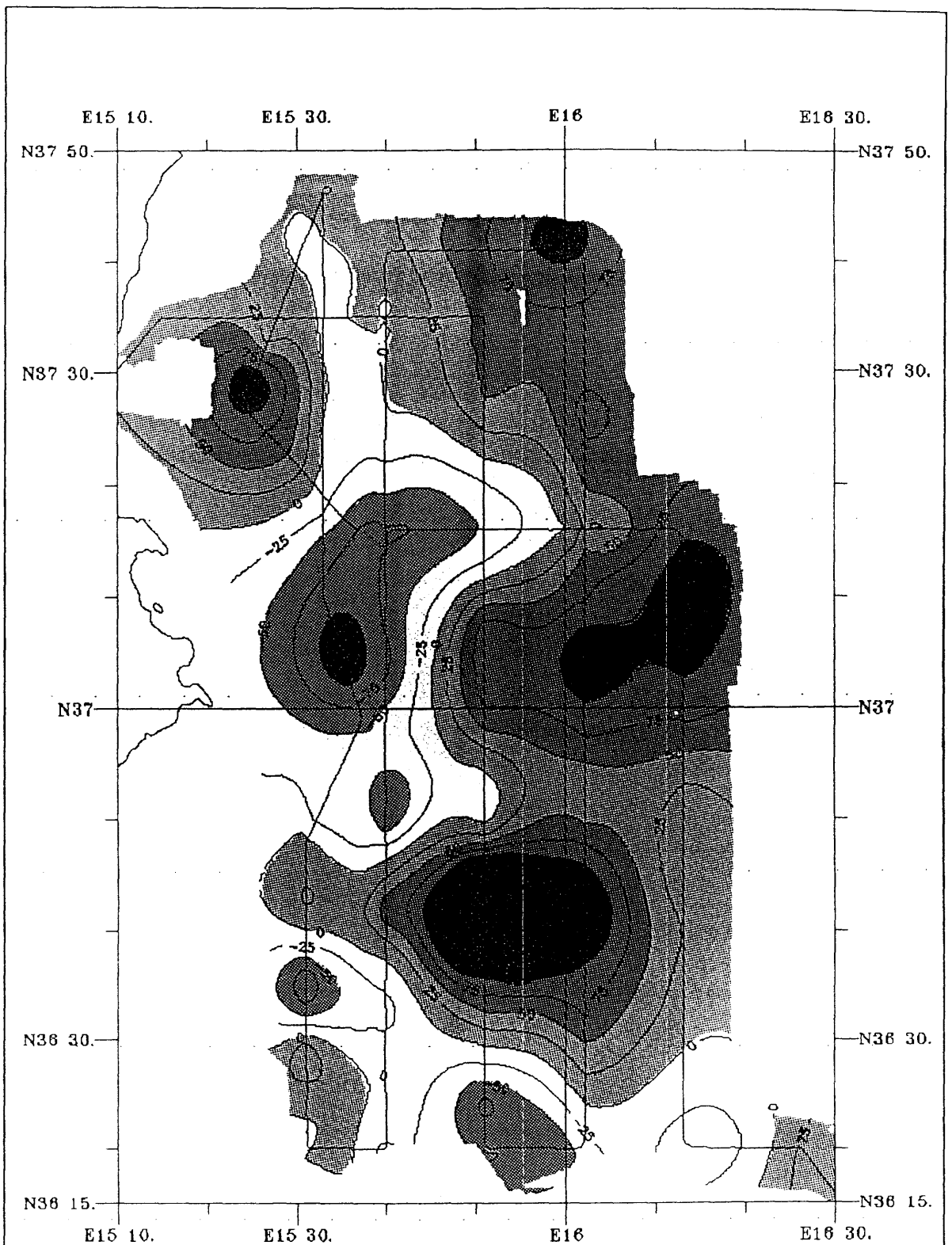


Fig. 3.23:
Carta dell'anomalia di gravità all'aria libera ricavata dai dati acquisiti durante la campagna MEDEE.

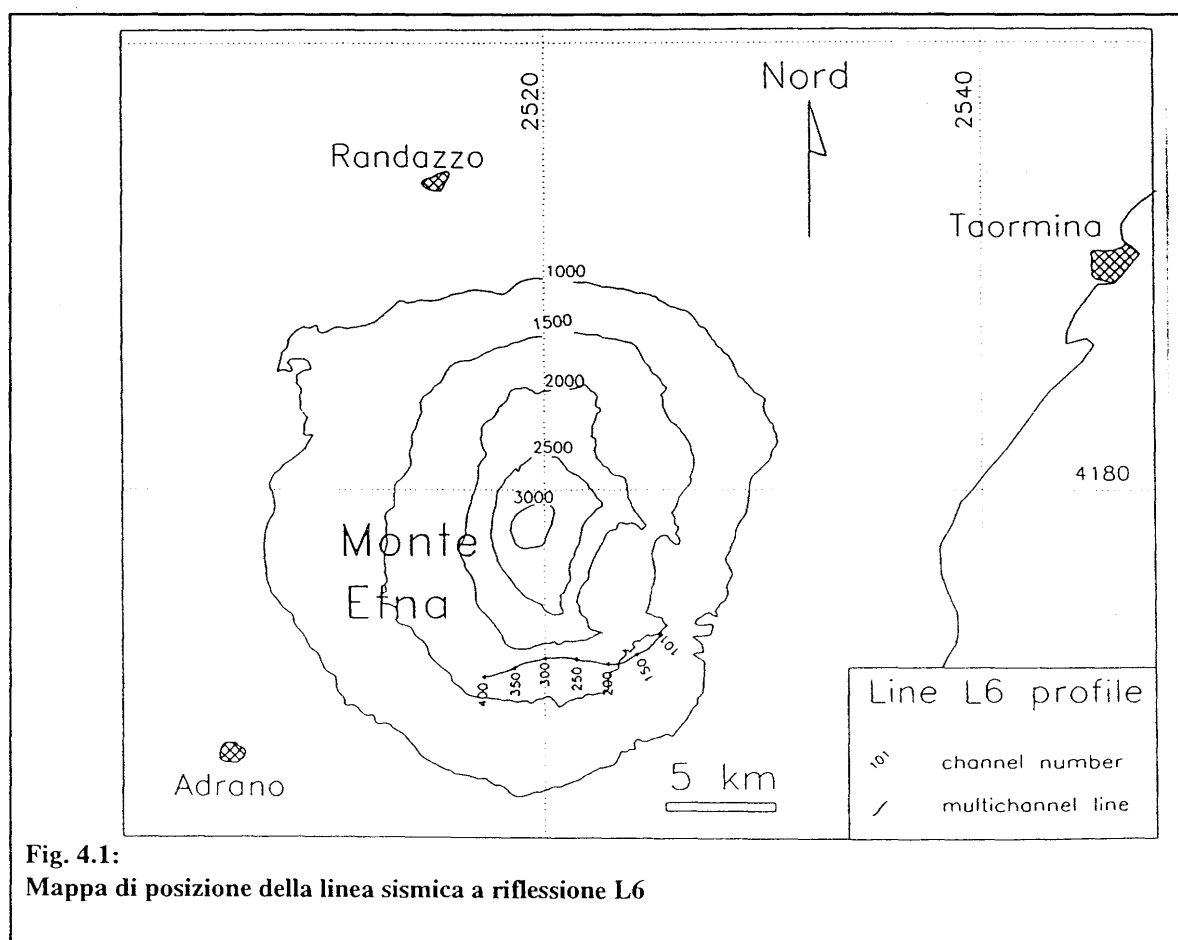
4. SISMICA A TERRA

Nell'ambito del progetto ETNASEIS sono stati raccolti dati sismici nell'area dell'edificio vulcanico al fine di definirne la struttura e di ottenere informazioni sulla profondità e sulla natura del suo basamento: dati sismici a riflessione e a rifrazione, sia lungo profili, che cross-vulcano. Un ulteriore supporto per l'indagine è stata l'installazione di una rete sismologica che ha permesso di monitorare l'attività sismica dell'Etna e di registrare anche telesismi.

4.1 Acquisizione dei dati

4.1.1 Sismica a riflessione

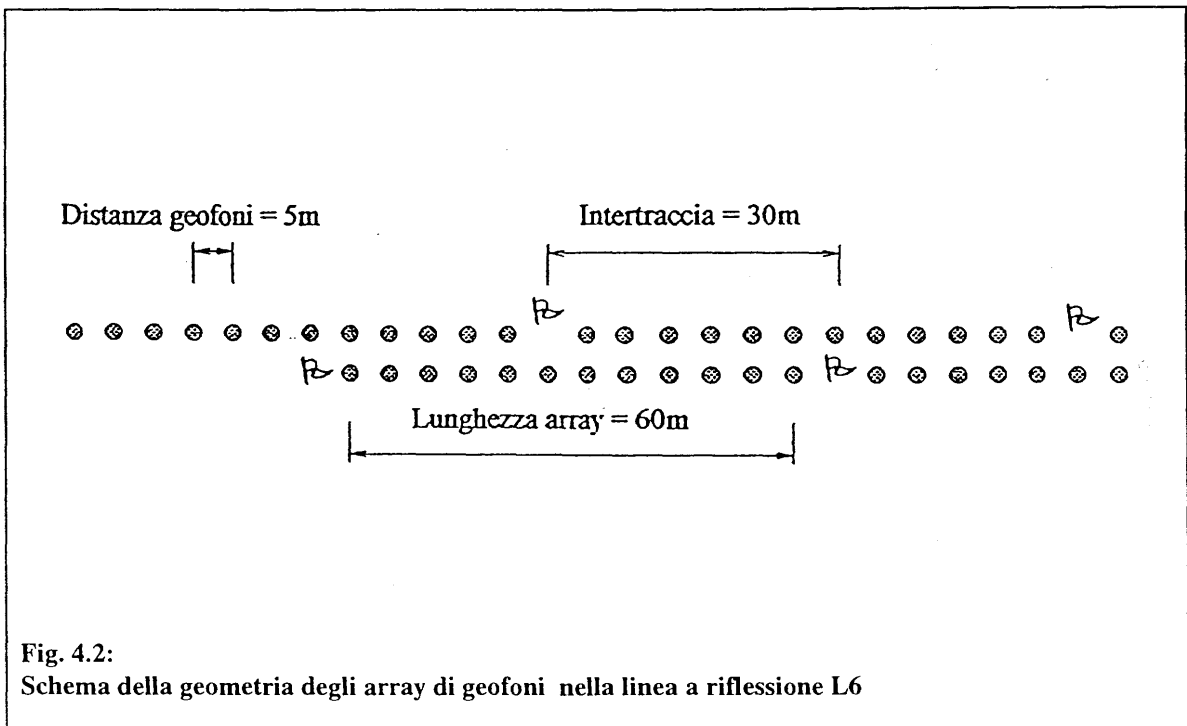
Nell'aprile 1993, durante la seconda fase del progetto, è stata acquisita, sul versante Sud dell'Etna, una linea sismica a riflessione verticale multicanale, denominata L6 (vedi Fig. 4.1).



La lunghezza dello stendimento è di 9 km con un'altitudine variabile tra i 1500 e i 1900 metri s.l.m.. La geometria del percorso è stata influenzata dalla topografia e, al fine di ridurre

l'impatto ambientale (lo stendimento si trovava all'interno del Parco dell'Etna) e di rendere più agevoli le operazioni di stendimento e di perforazione sulle lave, si è cercato di usufruire di piste e dei percorsi di strade forestali.

In Fig. 4.2 lo schema della disposizione degli arrays di geofoni. La distanza tra il baricentro degli arrays, costituiti da 12 geofoni di 10 Hz, era di 30 m. Tale disposizione è risultata un filtro efficace per l'attenuazione delle componenti di energia che si propagano lungo la linea (ground-roll). Come registratore è stato utilizzato un SN-368 Sercel, con sistema di acquisizione telemetrico a 192 canali. Lungo l'intero stendimento sono stati effettuati 67 scoppi con dinamite, posizionati secondo uno schema non regolare. La copertura nominale è pari al 3000%. Le profondità dei pozzetti variavano tra i 4 e i 10 m, e la carica utilizzata era compresa tra i 4 e i 10 kg. La notevole presenza di vuoti e di terreni estremamente porosi ha fornito uno scarso accoppiamento con il terreno, limitando l'efficacia dello scoppio.

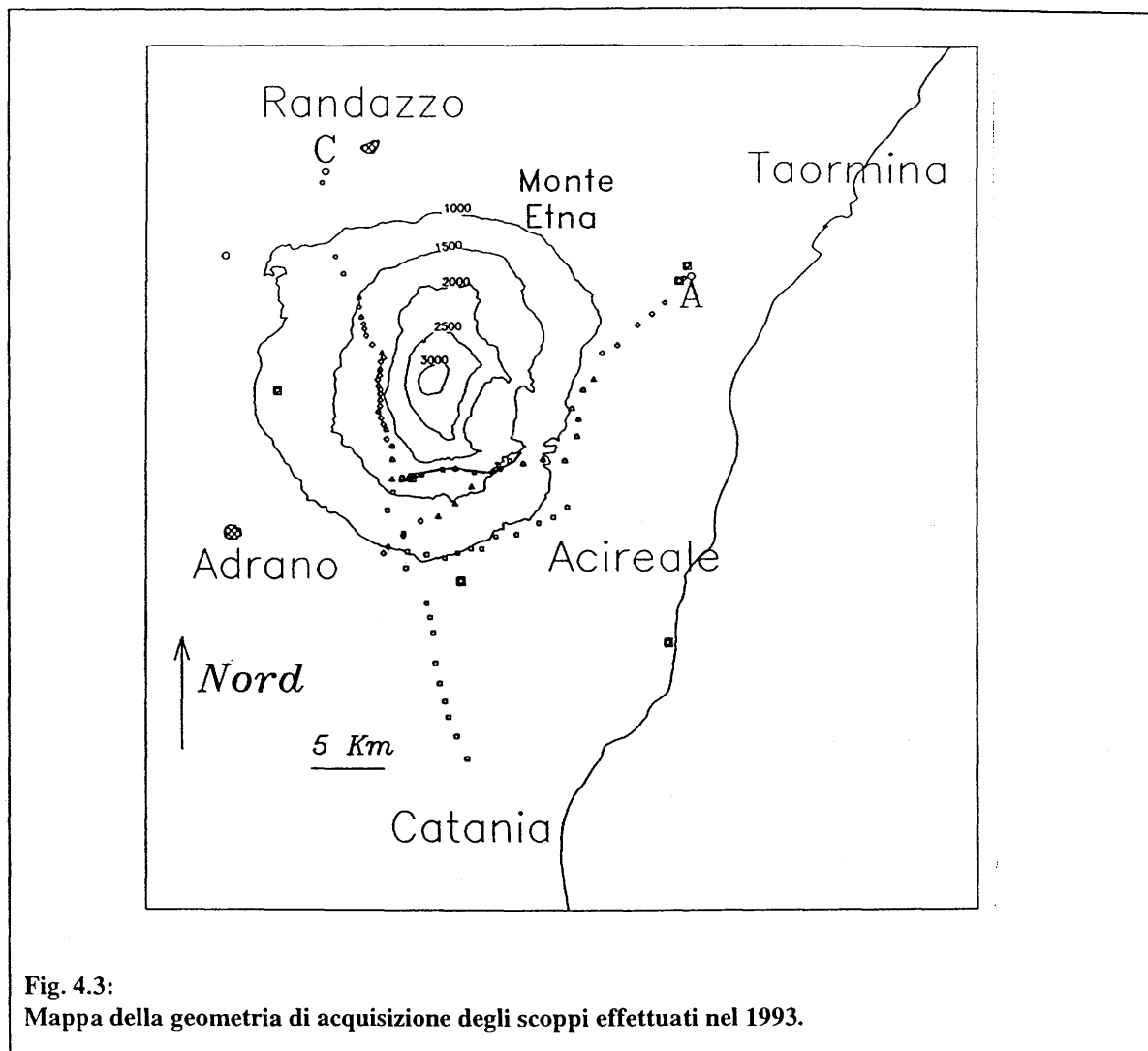


4.1.2 Sismica a rifrazione ed energizzazioni cross-vulcano

L'acquisizione dei dati a rifrazione e cross-vulcano si è svolta in parte nel 1993, ma la maggior parte dei dati è stata acquisita nel 1994 nella terza fase del progetto.

Nel 1993 sono state eseguite due scoppi posizionati nel settore NE dell'edificio vulcanico (Calatabiano) e due scoppi nel settore NW (Randazzo). Tali scoppi sono stati registrati sia dalla linea L6 che da stazioni singole portatili (stazioni Reftek 72A-07 e Mars-FD88) posizionate in punti strategici al fine di collegare la linea L6 ai punti scoppio. Per valutare la trasmissività cross-vulcano inoltre, nella seconda serie di scoppi, sono stati disposti due serie di archi dalla parte

opposta dell'edificio vulcanico a quella in cui si sono effettuati gli scoppi (vedi Fig. 4.3). Anche in questo caso per l'energizzazione sono state usate cariche di dinamite; la quantità usata per ogni scoppio varia tra 60 e 100 kg.



Nel 1994 sono stati effettuati 10 scoppi ai limiti dell'edificio vulcanico (vedi Fig. 4.4). L'utilizzo di cariche di dinamite comprese tra 200 e 300 kg ha richiesto la perforazione di più di un pozzo per ogni piazzola; i diametri tubati erano compresi tra 80 e 100 mm con profondità tra 20 m e 46 m. La geometria di acquisizione è stata studiata per poter investigare sia le strutture del basamento dell'edificio vulcanico che le strutture superficiali. Sono stati utilizzati quattro arrays multicanale disposti ad anello attorno alle pendici dell'Etna, per un totale di 600 canali attivi e 25 stazioni sismologiche portatili a tre componenti. Ogni canale di registrazione degli arrays multicanale era costituito da 12 geofoni da 10 Hz. Le caratteristiche principali di questi quattro arrays sono visualizzate in Tab. 4.1.

Nome	N° canali	Spaziatura gruppi	Tipo
Sercel SN 368	288	50	telemetrico digitale
Sercel SN 338	96	100	telemetrico analogico
Myriaseis 1	50	100	telemetrico digitale
Myriaseis 2	163	150	radiometrico digitale

Tab. 4.1: Caratteristiche degli stendimenti multicanale utilizzati nel 1994

Le stazioni portatili sono state poste lungo direzioni tangenziali all'anello multicanale con origine nei punti scoppio. Le stazioni utilizzate (RefTek Terraprobe e Lennartz Mars) erano equipaggiate o con geofoni a tre componenti da 2 Hz, o con stringhe da 6 geofoni a componente verticale da 4.5 Hz, o con stringhe da 12 geofoni a componente verticale da 10 Hz.

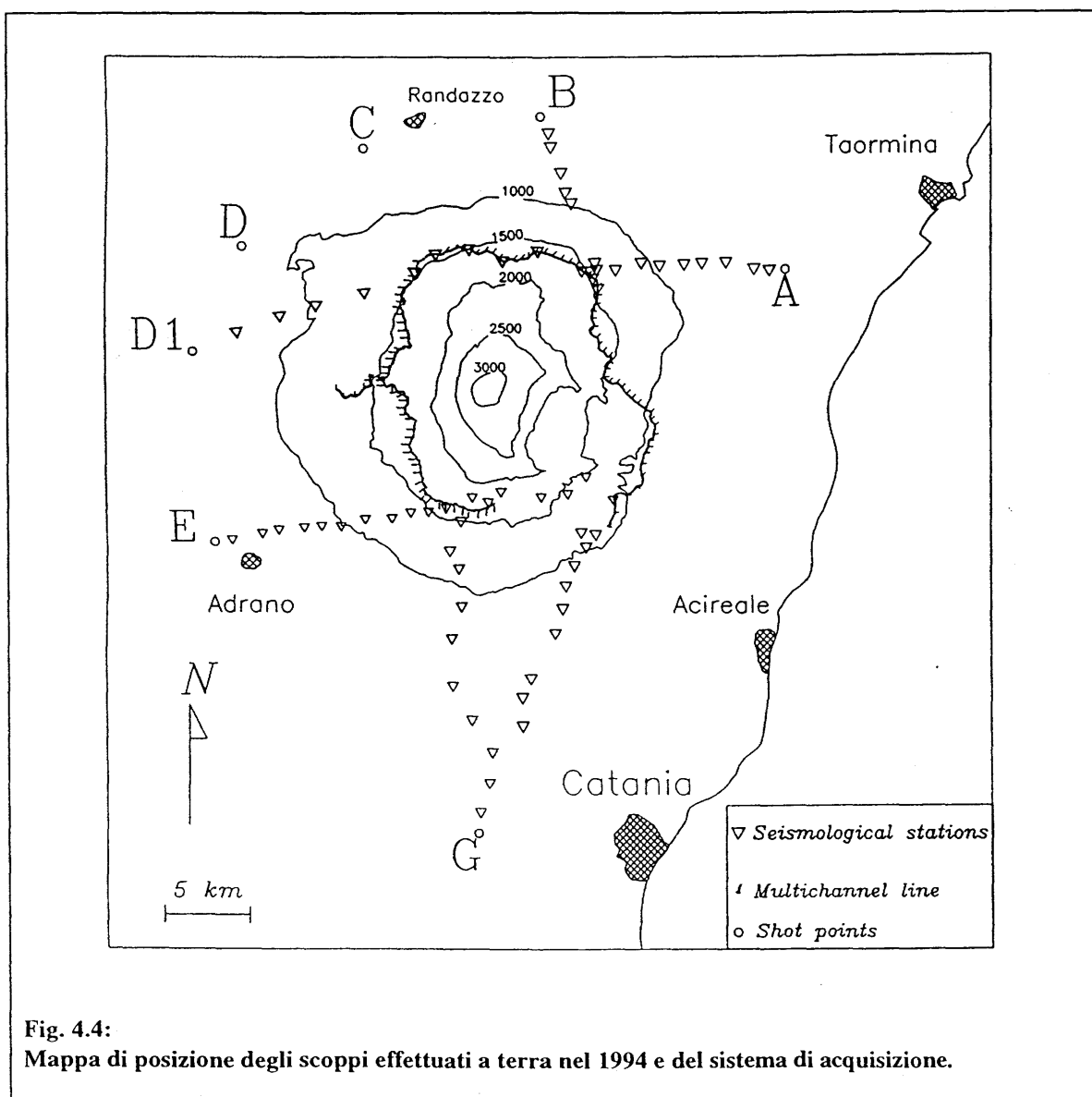


Fig. 4.4: Mappa di posizione degli scoppi effettuati a terra nel 1994 e del sistema di acquisizione.

Per ottenere informazioni anche sulle strutture e sulle velocità più superficiali, sono stati eseguiti cinque scoppi con cariche di dinamite di 2-4 kg lungo gli stendimenti multicanali posti sui versanti Nord ed Est del vulcano (vedi Fig. 4.7).

4.2 Elaborazione dei dati

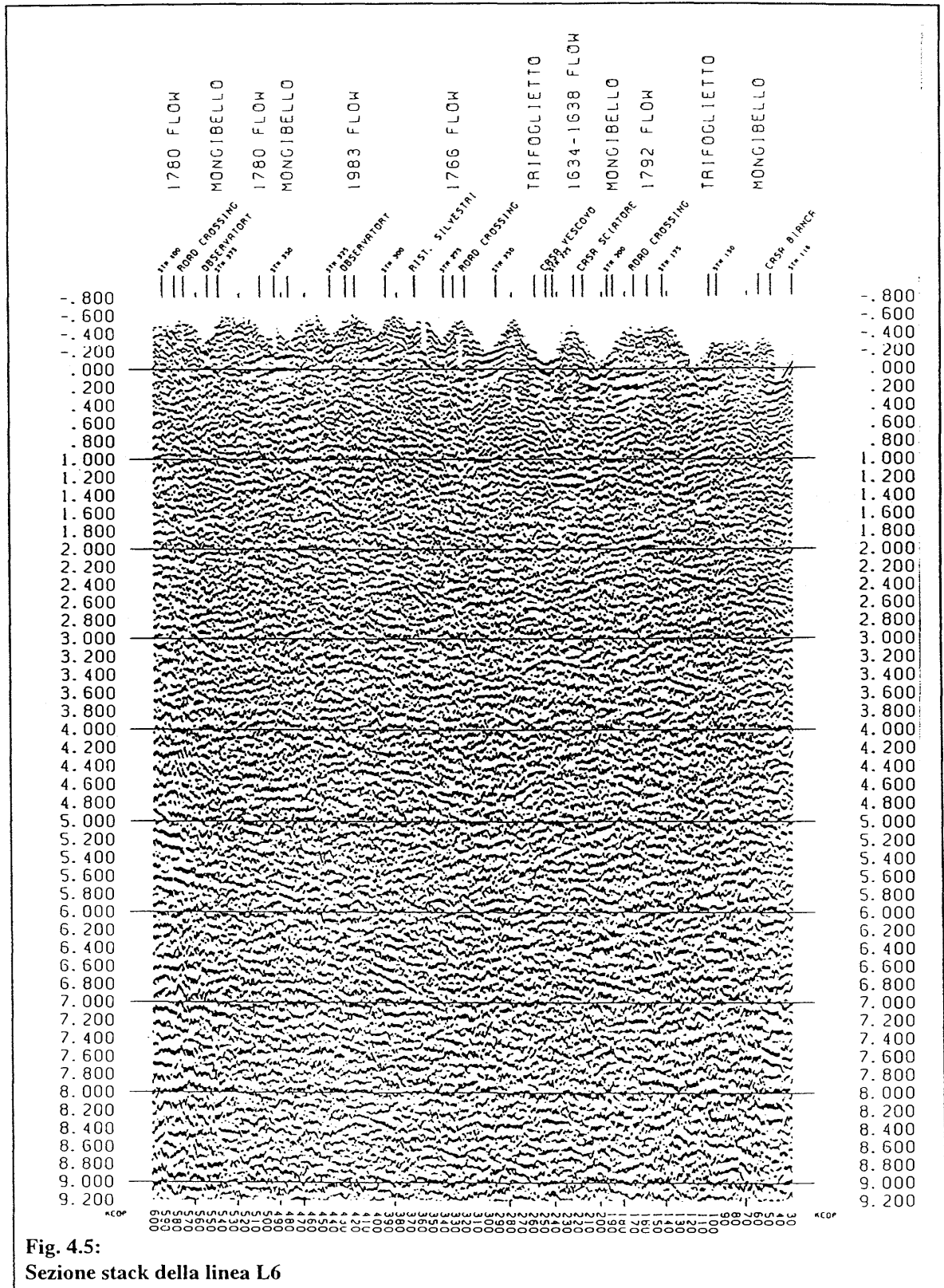
4.2.1 Sismica a riflessione

L'analisi dei primi arrivi degli scoppi eseguito lungo la linea L6 (discussa successivamente) ha evidenziato la presenza di uno spesso strato superficiale a velocità molto bassa. Ciò ha provocato una notevole riduzione nella capacità penetrativa dell'energia sismica. Inoltre la generazione di eventi multipli ha mascherato la presenza di eventuali riflessioni. Conseguentemente è stata scelta una procedura di elaborazione non standard, schematizzata in Tab. 4.2 Nella fase *pre-stack* si è cercato soprattutto di ridurre le multiple presenti.

<u>Sequenza processing linea L6</u>
" Demultiplex e editing
" Trend Removal
" Filtro Notch sulle frequenze di 23.5 e 50 Hz
" Pre- filtro di passa-banda 7-60 Hz
" Front mute
" CDP sorting con la tecnica crooked line con un corridoio di somma di 100 metri
" Mute interno
" Correzioni statiche riferite a un piano di riferimento posto a 1200 s.l.m
" Analisi velocità con la tecnica CVS
" Correzione Normal-move out
" Sezione stack e stima delle statiche residue
" Applicazioni delle correzioni statiche residue
" CDP stack
" Filtro di coerenza (Dip filter)
" AGC finestra di 750 ms
" filtro di frequenza m passa banda Butterworth, time variant:
8-26 Hz a 0.1 s
4-18 Hz a 9.0 s

Tab.4.2: sequenza di elaborazione della linea sismica multicanale L6.

Le multiple riflesses a lungo periodo sono state eliminate utilizzando un front-mute drastico, mentre l'utilizzo in fase di test della deconvoluzione predittiva ha dato scarsi risultati. Il motivo di questo insuccesso è principalmente imputabile al fatto che la *signature* non era a fase minima.

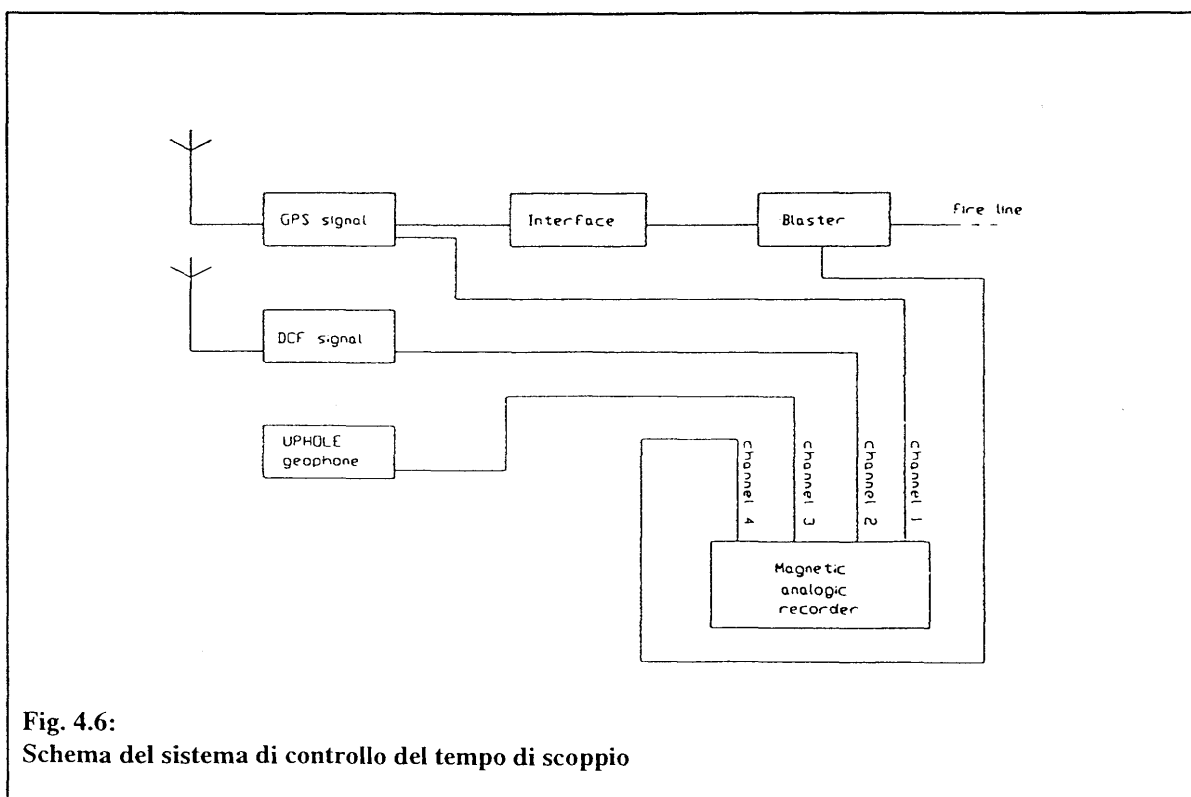


Data la geometria piuttosto complessa della linea sismica il *CDP sorting* è stato fatto utilizzando la tecnica *crooked-line*. Dopo diverse prove si è scelta una larghezza del corridoio di somma pari a 100 m in considerazione della lunghezza d'onda dell'ondina e della scarsa continuità delle interfacce riflettenti e per la presenza di eventi riflessi da inomogeneità laterali rispetto al profilo. Il modello determinato con l'inversione dei tempi rifratti (discusso nei paragrafo 4.4.1) è stato utilizzato per effettuare le correzioni statiche; successivamente tutte le tracce sono state riferite a un piano comune di riferimento posto a 1200 metri s.l.m.. Per le correzioni dinamiche sono state eseguite analisi di velocità con la tecnica *Constant Velocity Stack (CVS)*. Infine, l'applicazione di statiche residue ha permesso di aumentare la continuità dei riflettori presenti. In fase post-stack sono stati applicati dei filtri di coerenza e un filtro di passa-banda tipo Butterworth.

In Fig. 4.5 è rappresentato lo stack finale del processo elaborativo della linea L6. Nel paragrafo 4.5.1 verrà confrontata l'interpretazione di questo profilo con i risultati ottenuti dalla modellizzazione di un profilo a rifrazione effettuato nella stessa zona.

4.2.2 Sismica a rifrazione

La fase più delicata della restituzione dei dati di sismica a rifrazione è stata quella della sincronizzazione dei diversi acquisitori ad un unico istante di scoppio.



In acquisizione l'abilitazione allo scoppio è stata data automaticamente tramite apposita interfaccia sul minuto pieno del segnale GPS. L'istante di scoppio è stato registrato da un registratore (vedi Fig. 4.6), che è stato collegato anche con i ricevitori dei segnali GPS e DCF del geofono da pozzo e del segnale di scoppio dell'esplositore (*time break*). Ciò ha permesso, soprattutto nei profili costituiti da stazioni sismologiche portatili (registratori il segnale GPS) e da porzioni di linea multicanale (registratori il segnale DCF), una buona sincronizzazione di tutti i dati sul tempo di scoppio.

Successivamente tutti i dati sono stati filtrati tramite un filtro passa-banda tipo Butterworth (7-15 Hz) e sono stati visualizzati con diverse velocità di riduzione al fine di identificare più facilmente le velocità sismiche presenti.

4.3 Modellizzazione dei dati sismici a rifrazione

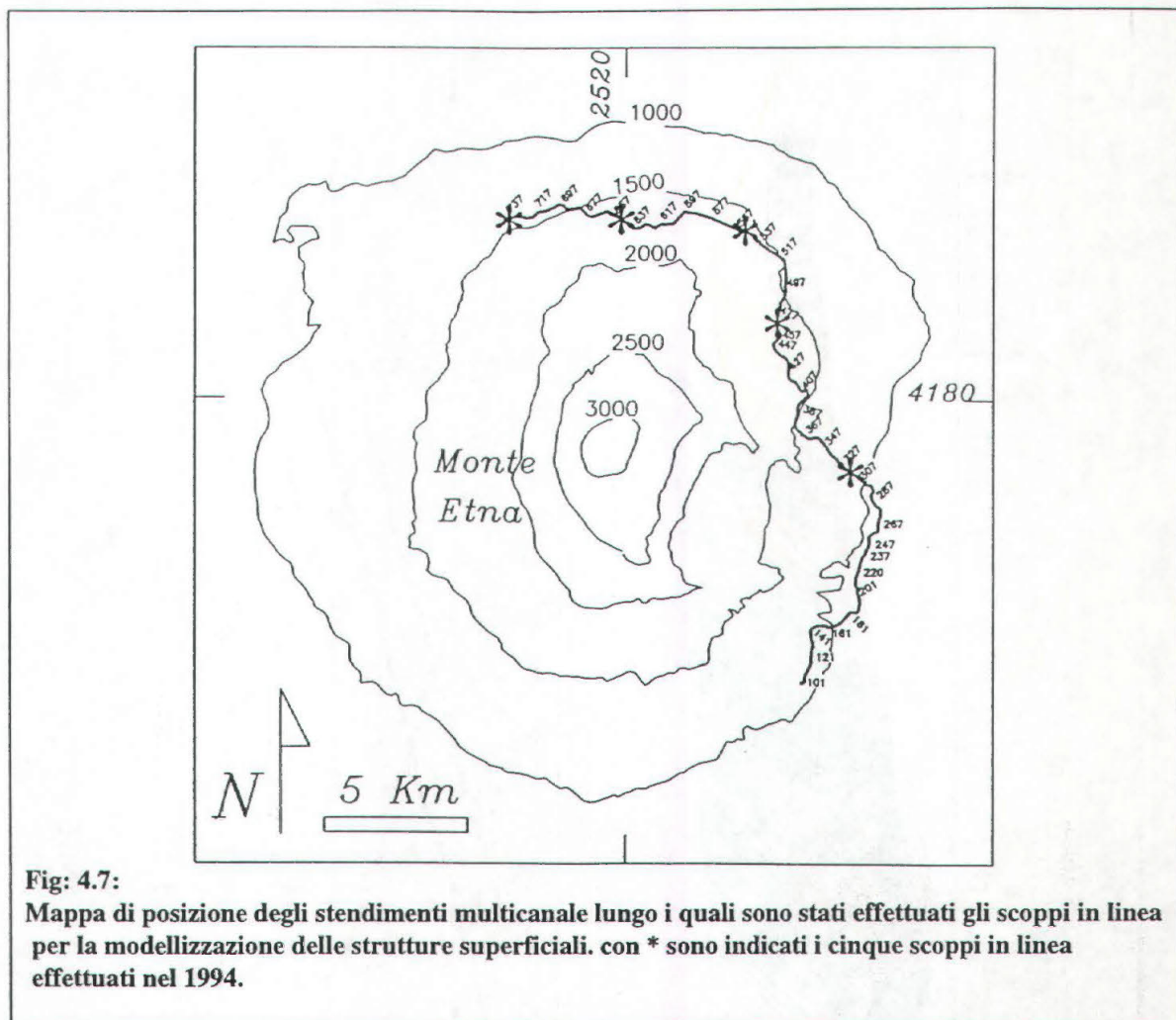
Dati di sismica a rifrazione sono stati acquisiti per la determinazione delle strutture vulcaniche superficiali e delle strutture sedimentarie formanti il basamento dell'Etna. I campi di velocità sono stati analizzati utilizzando un programma di inversione dei dati sviluppato da Zelt & Smith (1992). I principi su cui si basa tale programma vengono ampiamente discusso in Appendice A.

4.3.1 Modellizzazione delle strutture superficiali

Gli elementi per le strutture superficiali sono stati ottenuti utilizzando gli arrivi degli scoppi effettuati lungo la linea multicanale L6 e da cinque scoppi effettuati lungo lo stendimento multicanale sui versanti Nord ed Est del vulcano (Fig. 4.7).

Dalle dromocrone costruite dall'analisi dei primi arrivi degli scoppi effettuati lungo la linea L6 è stato ottenuto un primo modello di velocità attraverso il metodo *plus minus* (Hagedoorn, 1959). Tale modello è stato successivamente testato con il programma di tracciamento dei raggi e il risultato è mostrato in Fig. 4.8, dove si può notare il buon accordo tra i dati osservati e i dati calcolati dal programma sviluppato da Zelt e Smith.

La modellizzazione dei cinque scoppi eseguiti nel 1994 lungo la linea multicanale è stata effettuata con il programma di *ray-tracing* precedentemente menzionato. Una prima analisi delle pendenze delle dromocrone ricavate dai tempi dei primi arrivi e dei tempi intercetti ha fornito le prime informazioni sulle velocità degli strati e sulla loro profondità nell'area dello scoppio(modello iniziale). Attraverso un processo iterativo il modello è stato modificato fino ad



ottenere un buon accordo tra i tempi calcolati e quelli osservati. In Fig 4.9 è rappresentato il *ray-tracing* del modello finale, mentre in Fig. 4.10 si può osservare come i sismogrammi sintetici ottenuti dal modello presentino ampiezze confrontabili con quelle dei dati osservati.

I modelli di velocità determinati lungo la linea L6 e lungo le linee multicanale OGS1 e OGS2 sono rappresentati in Fig. 4.11. I modelli evidenziano la presenza di tre intervalli principali, uno superficiale, uno intermedia e una più profondo.

La zona superficiale caratterizzata da una velocità variabile tra 900-1100 m/s può raggiungere spessori di 200 m. Lungo i profili a Nord e a Est dell'Etna è stato possibile distinguere, nei primi 50 m, una velocità di 640 m/s. Questo valore molto basso della velocità è causato dalla scarsa coerenza di questi terreni e dalla presenza di vuoti all'interno degli "strati" vulcanici. Attribuendo un valore di 4000 m/s ad uno strato lavico con porosità zero ed utilizzando la formula di Wyllie (Wyllie, 1956) si ottiene, per lo strato con velocità pari a 640 m/s, una porosità media pari a 45%.

Sotto la zona superficiale a bassa velocità, solo nel settore nord-orientale, è presente uno strato a spessore variabile con velocità compresa tra 1.7 e 1.8 km/s che,

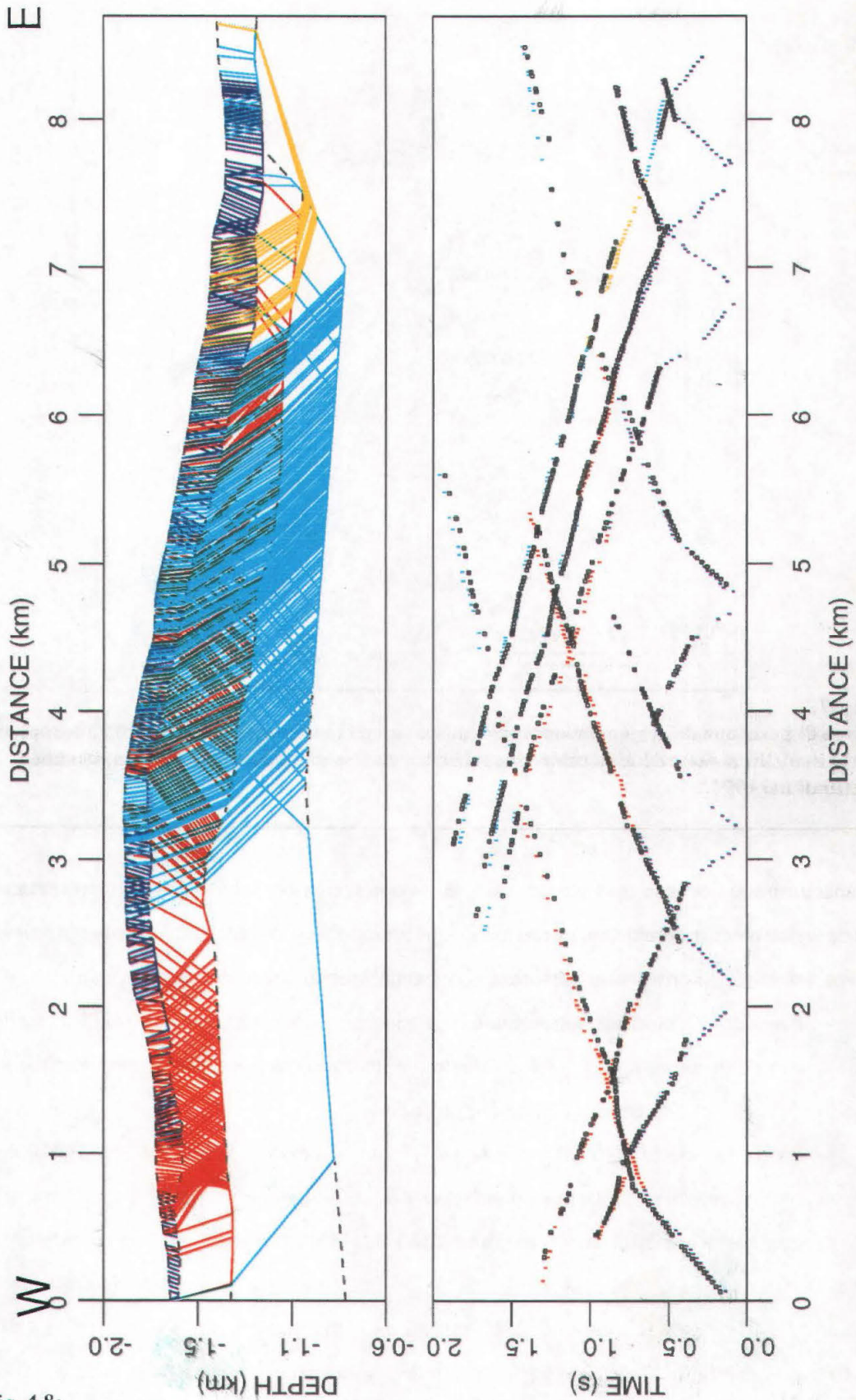


Fig. 4.8:
 Ray-tracing del modello di velocità ottenuto dall'analisi dei primi arrivi degli scoppi effettuati lungo la linea L6. Nella figura a destra si può osservare il buon accordo tra i tempi calcolati dal programma (quadratini) e quelli determinati dai dati reali (segmenti colorati). Il modello di velocità è rappresentato in Fig. 4.11

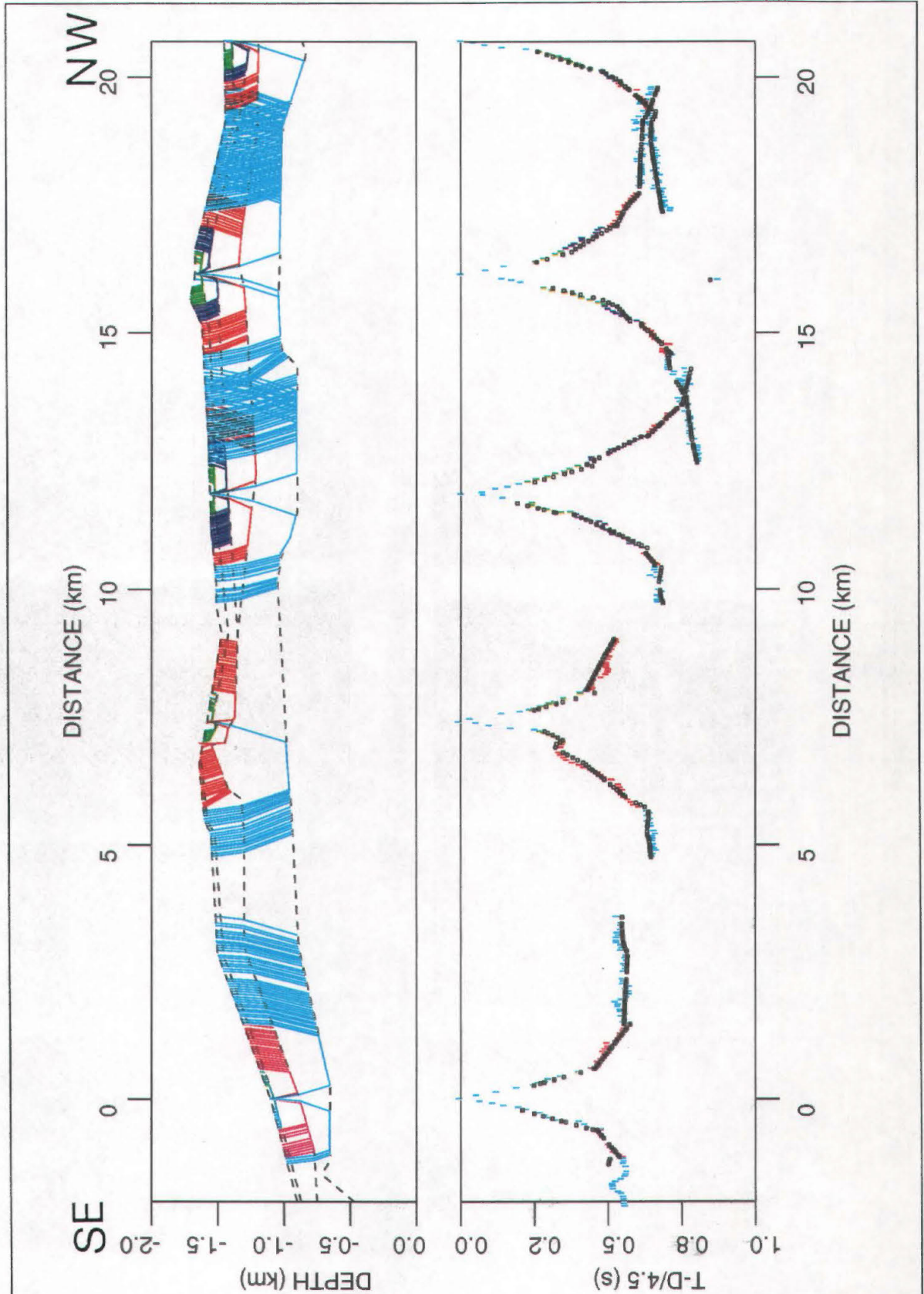


Fig. 4.9:
 Ray-tracing del modello di velocità ottenuto dall'analisi dei primi arrivi dei cinque scoppi effettuati lungo la linea multicanale nel 94. Nella figura a destra si può osservare il buon accordo tra i tempi calcolati dal programma (quadrati) e quelli determinati dai dati reali (segmenti colorati). Il modello vdi velocità è riportato in fig. 4.11.A

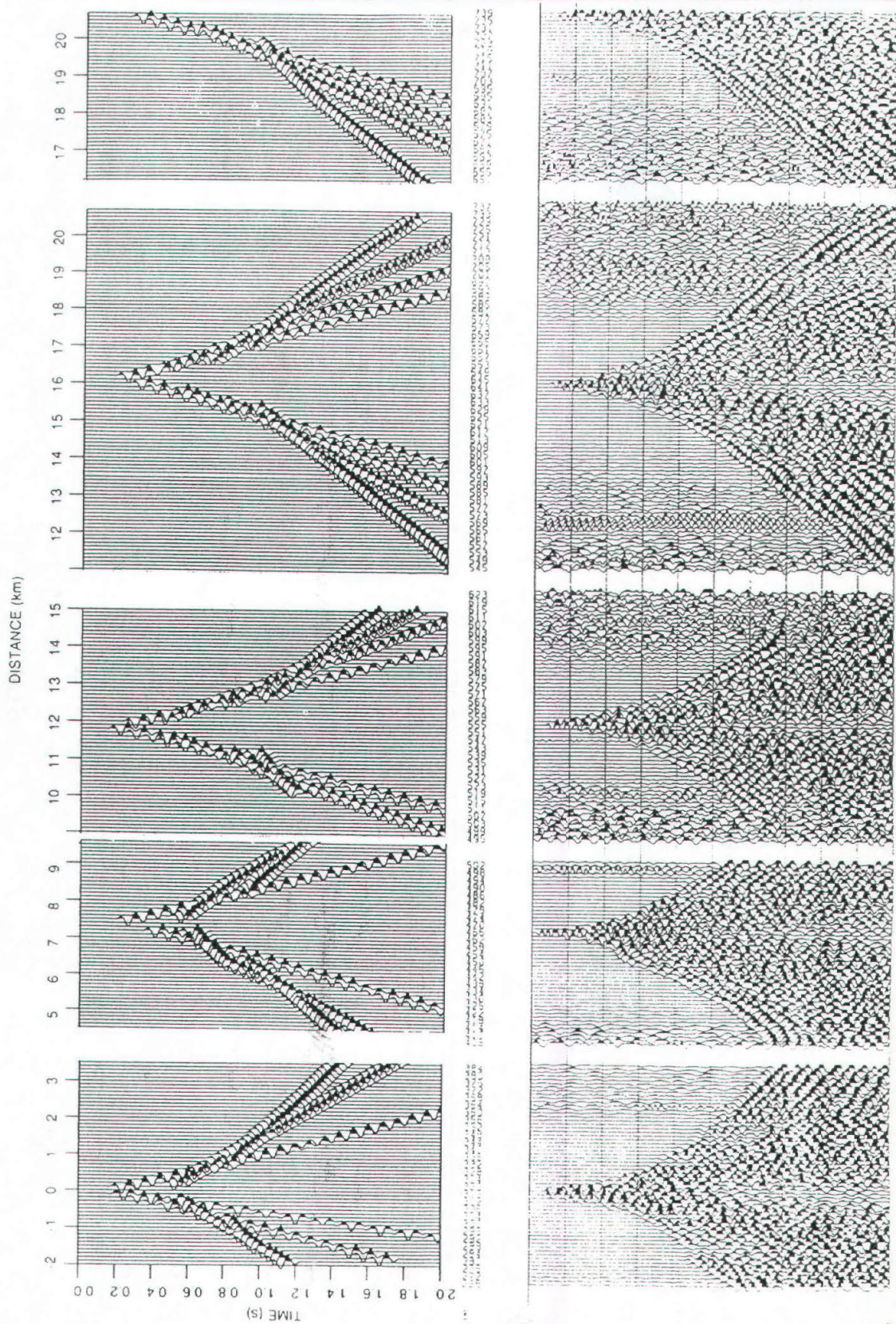


Fig. 4.10:
Confronto tra i sismogrammi sintetici del modello in fig. 4.9 dei cinque scoppi effettuati lungo il multicanale posto sul versante orientale e settentrionale dell'Etna e i dati reali.

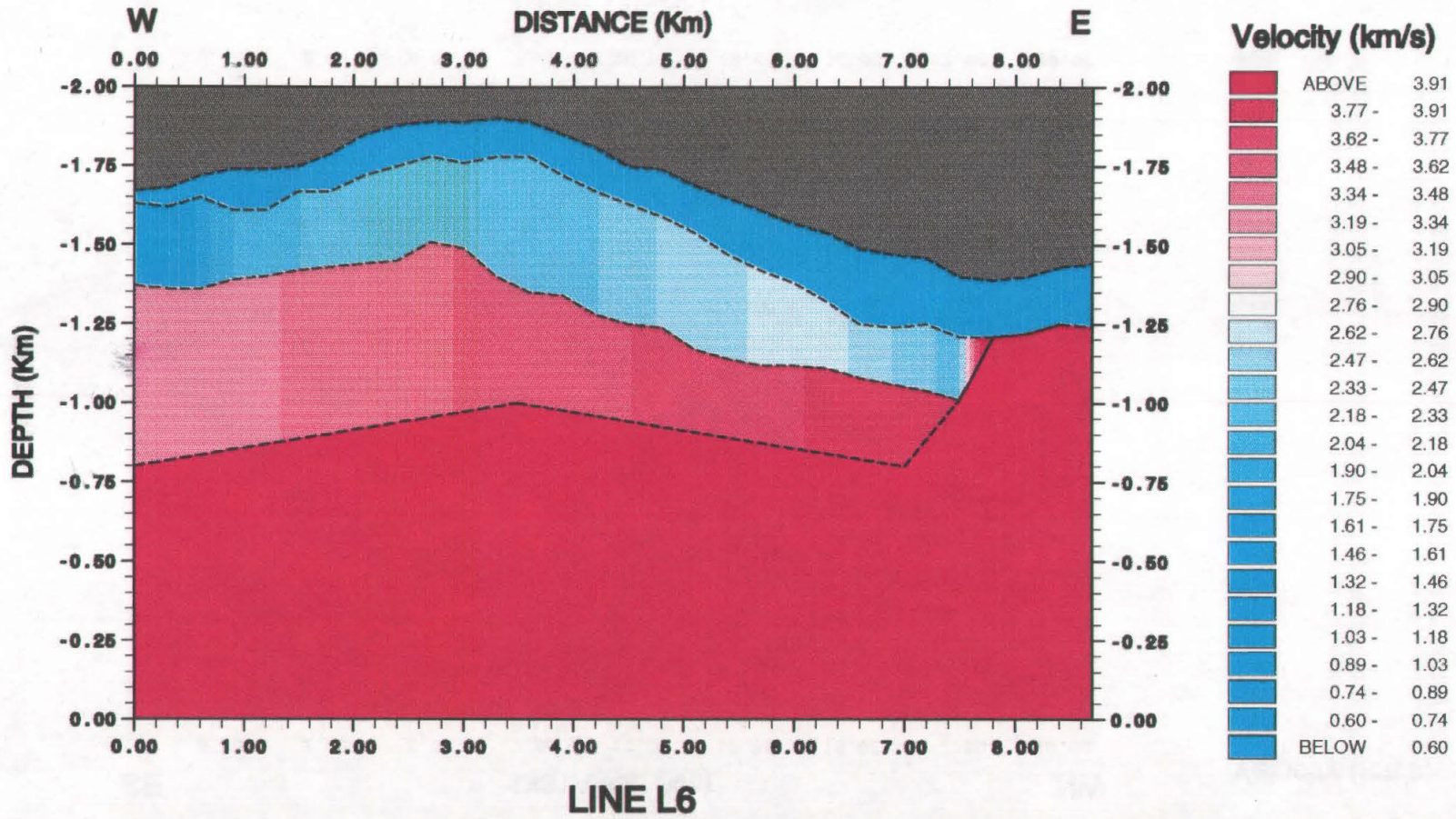


Fig. 4.11:
Modello di velocità delle strutture superficiali dell'edificio vulcanico dell'Etna modellate in Fig. 4.8.

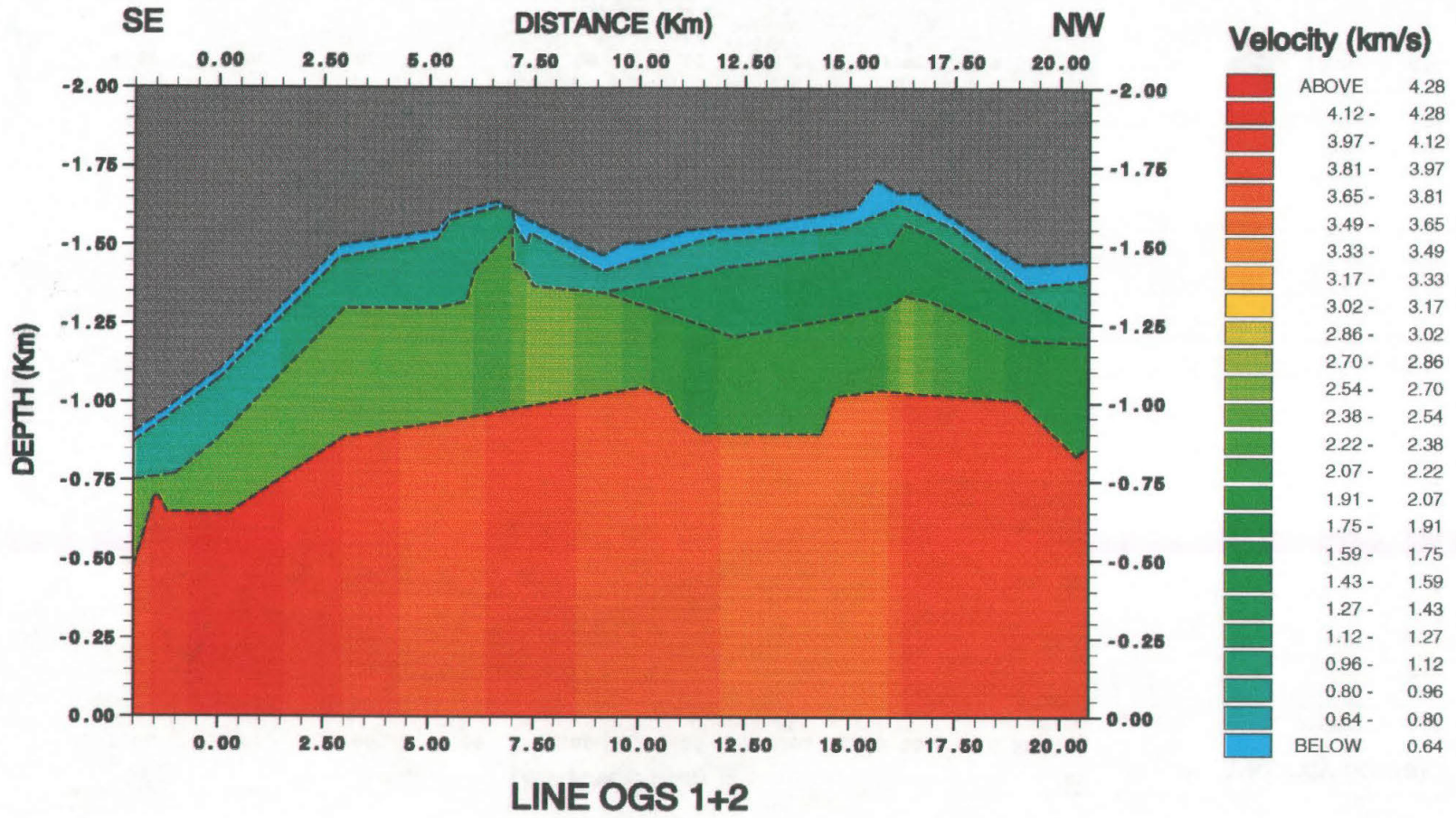


Fig. 11.A:
Modello di velocità delle strutture superficiali modellate in Fig. 4.9.

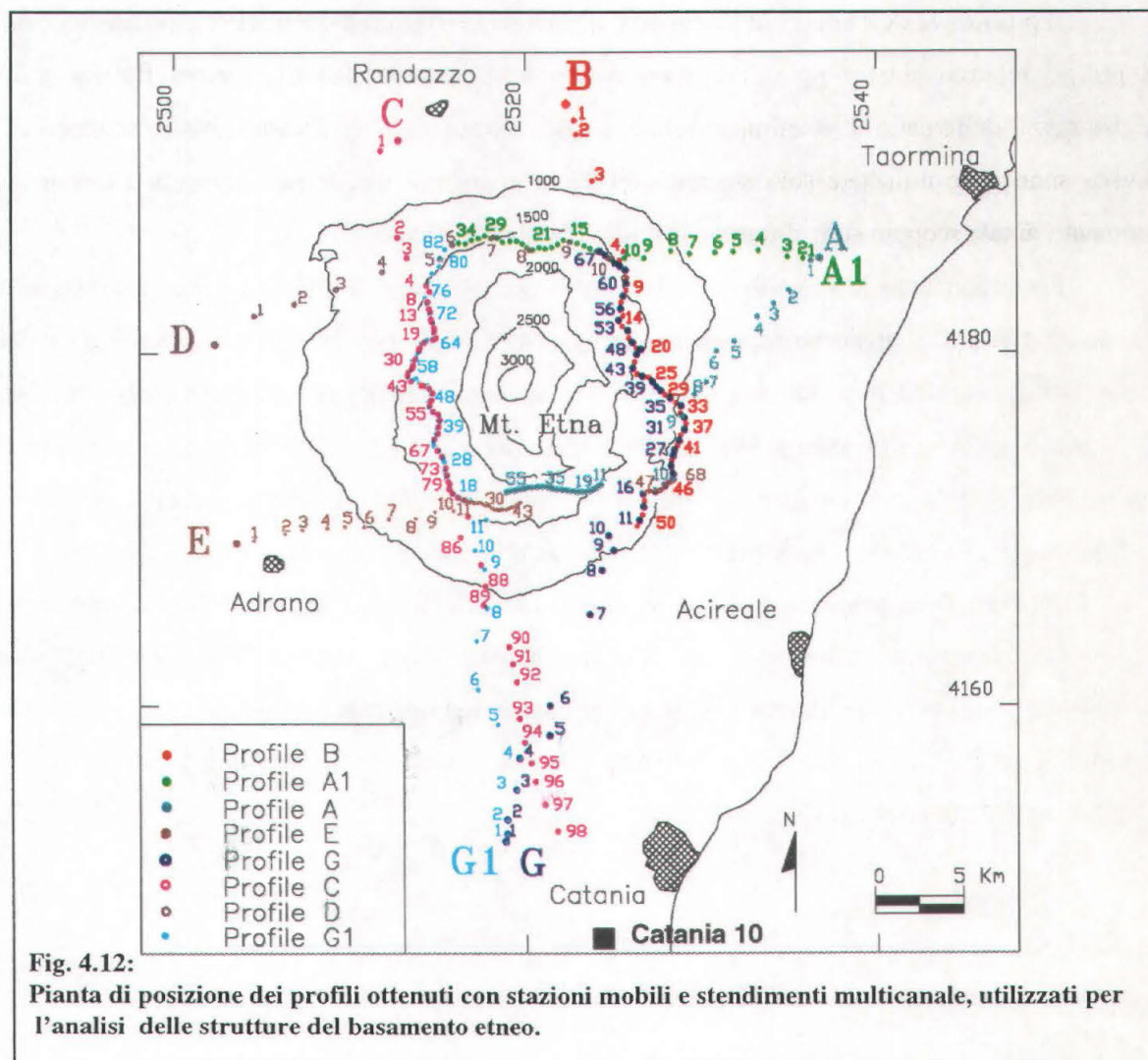
per le sue caratteristiche geometriche e la sua posizione, potrebbe essere collegato al rift di Nord-Est.

Le strutture intermedie, sia nella linea L6 che lungo i profili OGS1 e OGS2, presentano uno strato con spessore compreso tra 200 e 500 m e velocità tra 2.24 e 2.9 Km/s. Sotto queste strutture, nella la linea L6, ad eccezione del settore orientale, è presente un terzo strato con spessori variabili tra 600 e 400 m e velocità paria 3.5 km/s.

Le strutture più profonde investigate a rifrazione sono collocate tra 800 e 1000 metri s.l.m. con velocità 4.2 km/s e sono riferibili a terreni vulcanici compatti. Nel settore Est della linea L6 è stata riscontrata un'anomalia del campo di velocità, modellabile come una risalita dello strato a velocità 4.2 km/s (Fig. 4.11A).

4.3.2 Modellizzazione delle strutture del basamento dell'Etna.

L'analisi dei profili a rifrazione in Fig. 4.12, ottenuti da degli scoppi effettuati ai limiti dell'edificio vulcanico, ha consentito la modellizzazione delle strutture del basamento dell'Etna.



Come si può osservare dalla Fig. 4.12 sono stati analizzati i dati ottenuti da otto scoppi profilo E, profilo A1 e tre profili coniugati profilo B-G, C-G1 e D2-A.

Anche in questo caso la modellizzazione dei dati si è avvalsa del programma di *ray-tracing* di Zelt & Smith (1992). Per la costruzione dei modelli sono state prese in considerazione anche le informazioni disponibili dalle stratigrafie di pozzi per idrocarburi e per acqua effettuati nell'area in esame.

Tutte le perforazioni eseguite nella Piana di Catania hanno incontrato esclusivamente litotipi terrigeni, ad eccezione della perforazione Catania 10, dove, a 1040 metri di profondità, è stato campionato calcare della piattaforma carbonatica mesozoica.

Un'ulteriore vincolo tra i modelli è stato quello di imporre gli stessi parametri di velocità e profondità degli strati nei punti di incrocio fra i vari profili.

4.3.2.1 Profilo D2-A (Bronte Calatabiano)

Il profilo D2-A (Bronte-Calatabiano) è quello caratterizzato dalla migliore qualità dei dati. Il profilo relativo allo scoppio A è stato costruito utilizzando dati di stazioni Ref-tek e le registrazioni della parte di stendimento multicanale in linea con tali stazioni. Per lo scoppio D2 invece sono state utilizzate solo stazioni Ref-tek in quanto il multicanale non era allineato al momento di tale scoppio sulla direttrice Bronte-Calatabiano (figura 4.13).

Per individuare le velocità del substrato etneo, i tempi di arrivo sono stati riportati alla quota del punto di scoppio utilizzando una velocità di correzione di 3000 m/s individuata dalla media delle velocità determinate dai modelli delle strutture superficiali precedentemente descritti. Le velocità, determinate dalla pendenza delle dromocrone, e i valori dei tempi intercetti, hanno permesso di costruire un modello iniziale, nel quale, per le strutture superficiali, sono state utilizzate le geometrie e le velocità ottenute dai modelli lungo i profili multicanale.

In un primo momento sono stati modellati soltanto gli arrivi rifratti e solo successivamente sono stati introdotti gli eventi riflessi, che hanno permesso di confermare la modellizzazione effettuata con le onde di testa e di approfondire ulteriormente il modello. E' necessario sottolineare che le analisi delle discontinuità interessate solo da riflessione non possono risolvere univocamente la profondità e la velocità.

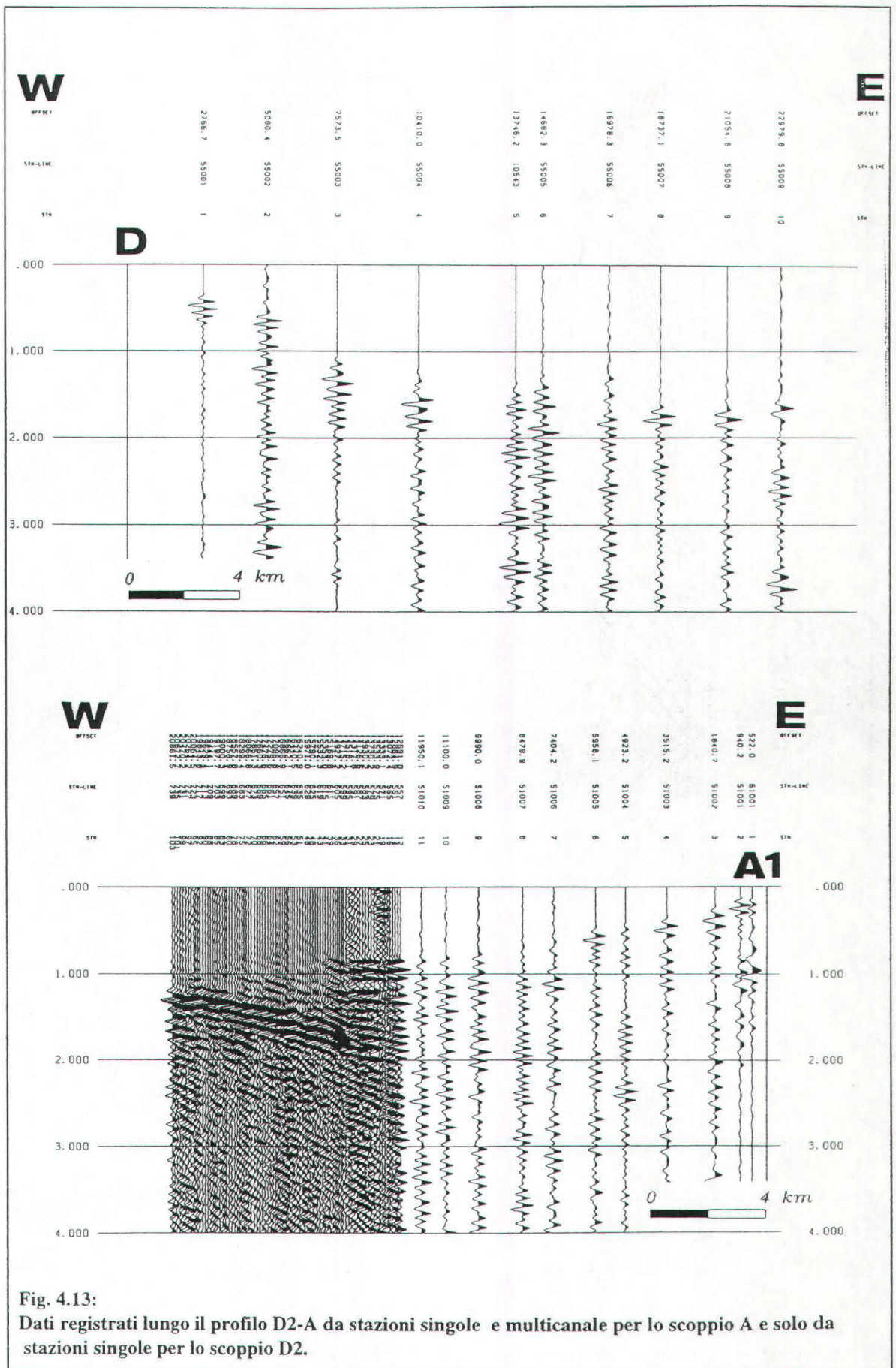


Fig. 4.13: Dati registrati lungo il profilo D2-A da stazioni singole e multicanale per lo scoppio A e solo da stazioni singole per lo scoppio D2.

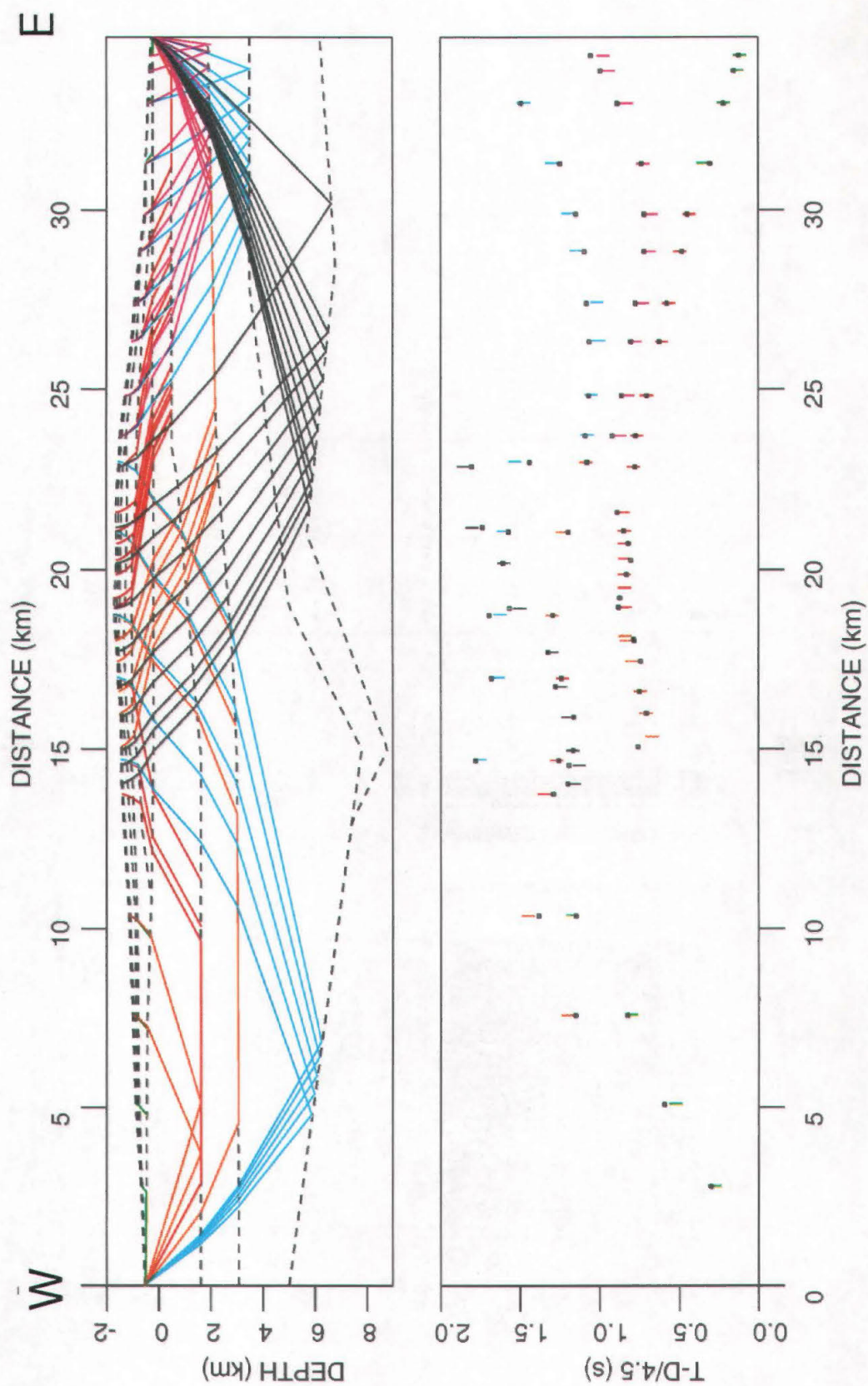
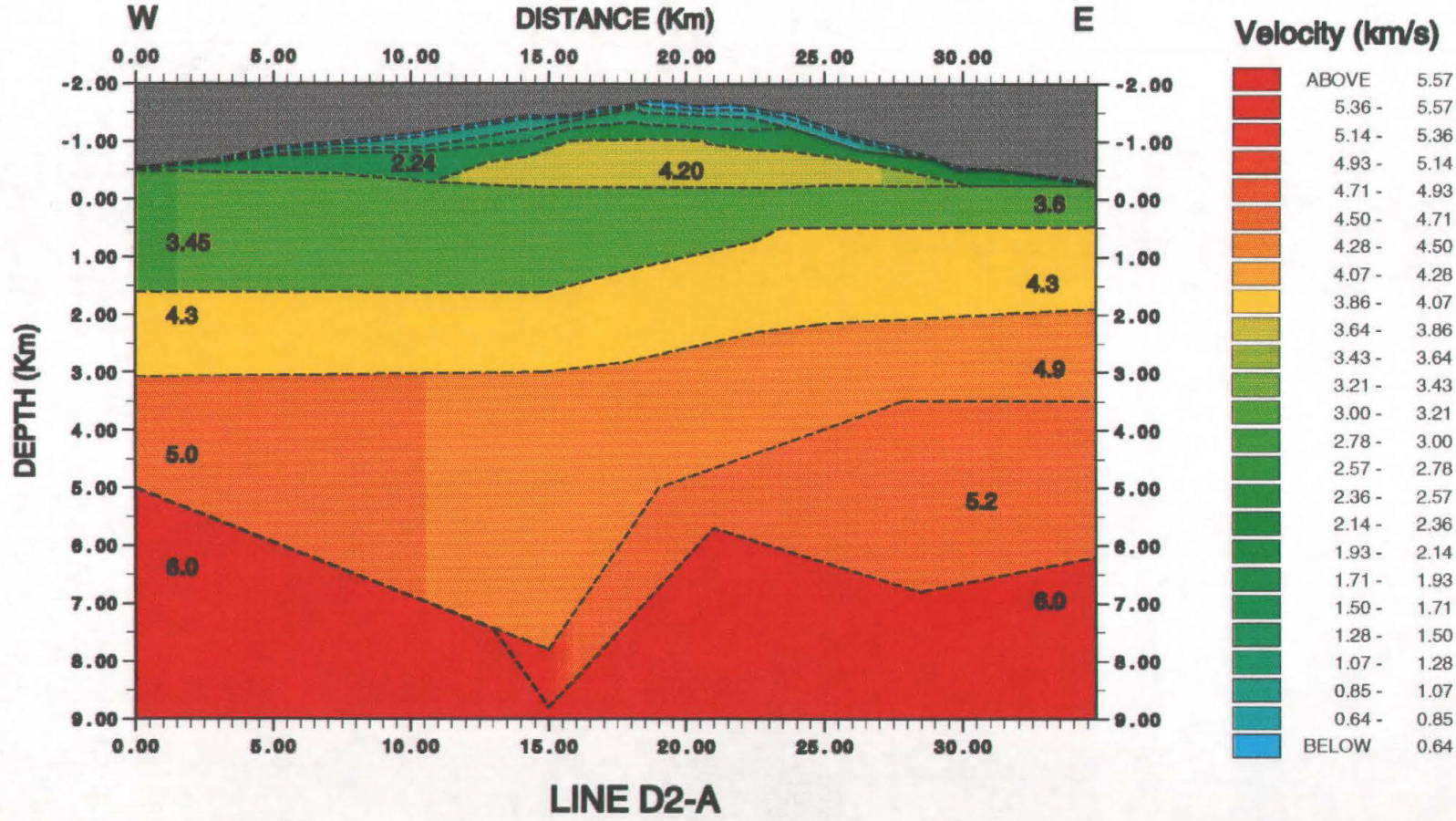


Fig. 4.14:
 Ray-tracing effettuato lungo il profilo D2-A. Nella figura a destra i quadratini rappresentano gli arrivi calcolati, mentre i segmenti calcolati rappresentano gli arrivi reali.

Fig. 4.15
Modello di velocità del profilo D2-A.



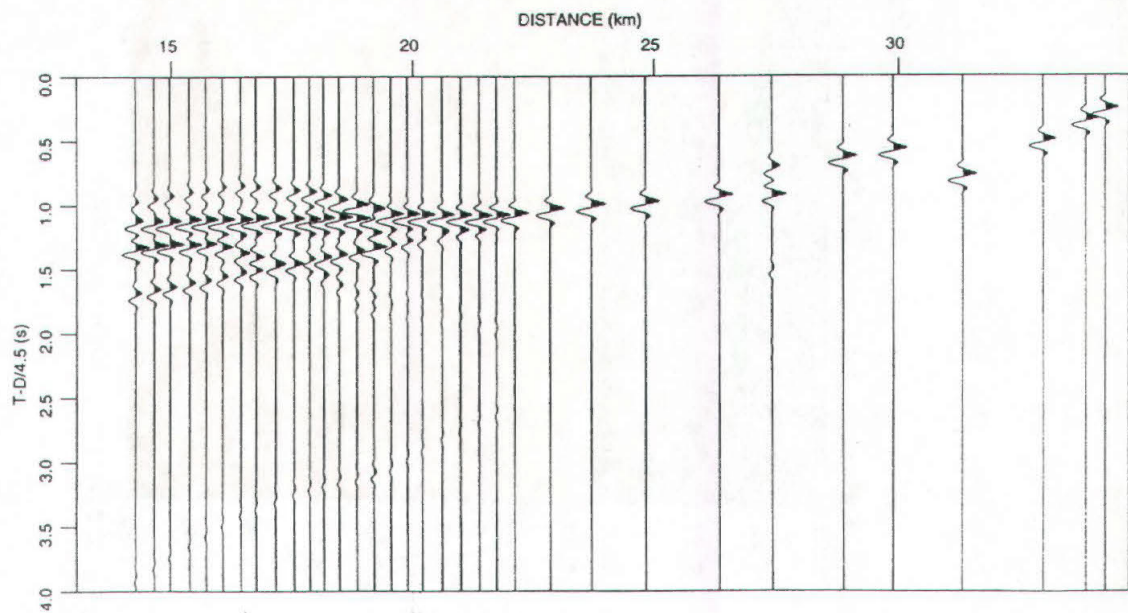
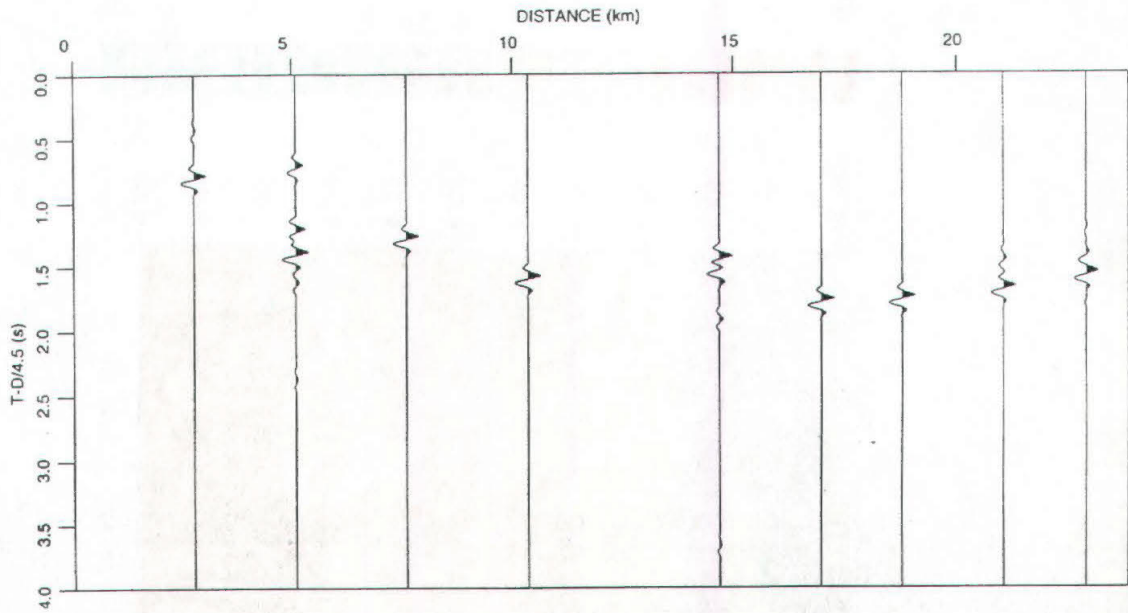


Fig. 4.16:
Sismogrammi sintetici per gli scoppi in D2 e in A lungo il profilo D2-A.

Il modello finale, ottenuto dall'inversione degli arrivi rifratti e confermato dalle dall'inversione degli arrivi riflessi, presenta un buon accordo tra i tempi di arrivo osservati e calcolati (vedi Fig. 4.14) ed è caratterizzato da:

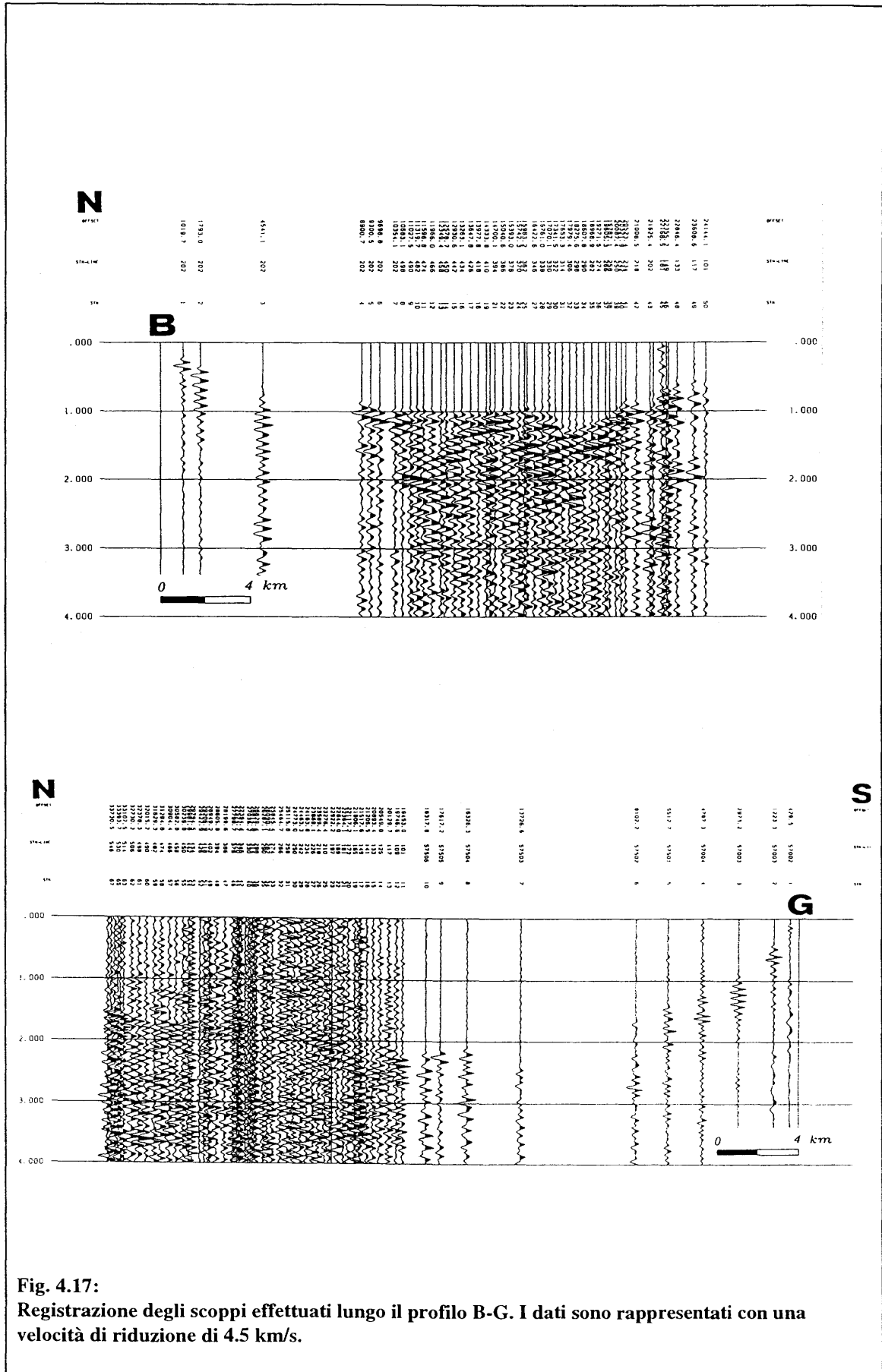
- un'inversione di velocità, da 4200 m/s a 3400 m/s, posta poco sopra al livello del mare che, sulla base anche di altre evidenze (interpretazione della Linea a riflessione L6), a nostro avviso rappresenterebbe la base dell'edificio vulcanico e quindi il passaggio da litotipi vulcanici a sedimentari;
- uno strato con una velocità di circa 3400 m/s e uno spessore variabile da circa 2 km nella parte occidentale a circa 500 m nei pressi di Calatabiano;
- la presenza, ad una profondità compresa tra 300 m nei pressi di Calatabiano e 1800 m nei pressi di Bronte, di una zona con una velocità di circa 4300 m/s non correlabile con quella riscontrata nel modello ottenuto dai dati relativi allo stendimento multicanale;
- uno strato caratterizzato da una velocità di 4900 m/s posto ad una profondità di circa 3000 m sotto il livello del mare nei pressi di Bronte e a 2000 m nei pressi di Calatabiano.
- l'analisi delle riflessioni ha inoltre consentito di individuare una discontinuità, rilevata solo nella parte orientale, caratterizzata da una velocità di 5100 m/s e posta a una profondità di 4000 m. La modellizzazione della riflessione più profonda, facilmente individuabile nei dati dello scoppio A per la sua notevole ampiezza, ha permesso di individuare una discontinuità caratterizzata da una velocità di 6000 m/s e posta circa a 6000 m di profondità.

I sismogrammi sintetici (Fig. 4.16) sono in ottimo accordo con i dati reali ed evidenziano anch'essi, per il profilo A, una differenza in ampiezza tra i primi arrivi e le onde riflesse dallo strato a velocità 6000 m/s, dando un'ulteriore prova della affidabilità del modello ottenuto.

4.3.2.2 Profilo B-G (Castiglione-Motta S. Anastasia)

Il secondo profilo ad essere stato analizzato è stato quello posto tra gli scoppi B (Castiglione) e G (Motta S. Anastasia) passante sul versante orientale dell'edificio vulcanico. Entrambi gli scoppi sono stati registrati dalle stazioni sismologiche portatili e da parte degli stendimenti multicanale in linea con la geometria del profilo. I dati sono visualizzati in Fig. 4.17.

Anche in questo caso le geometrie delle strutture superficiali sono state ricavate dalla modellizzazione dagli scoppi eseguiti lungo la linea multicanale. Come per il profilo precedente è stata effettuata una correzione alla quota dei punti scoppio, utilizzando una velocità di 3 km/s, per ottenere una migliore valutazione delle velocità, mentre, utilizzando i tempi intercetti, sono state determinate le profondità degli strati sotto i punti scoppio. Questo ha consentito di costruire il modello iniziale per la successiva modellizzazione.



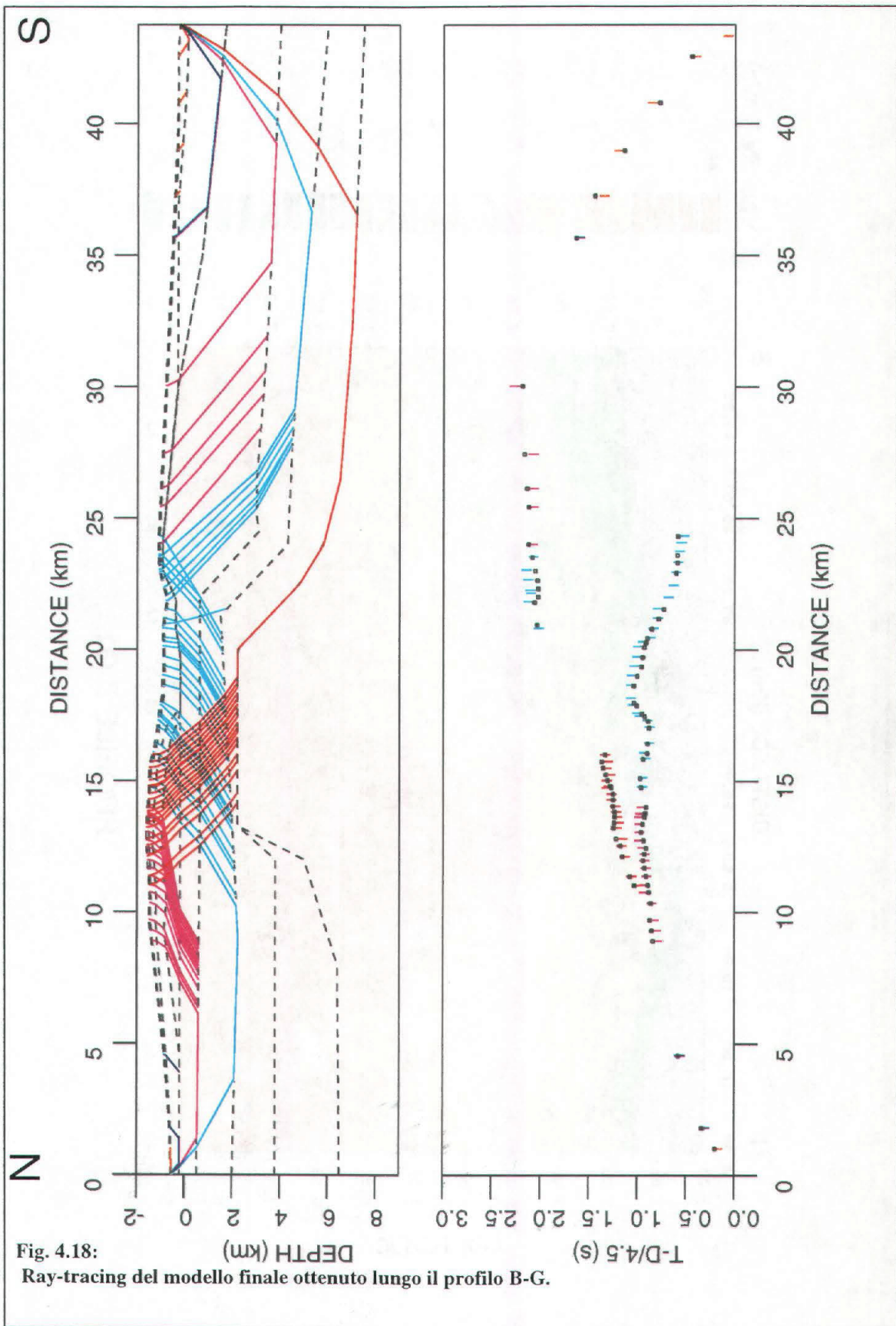
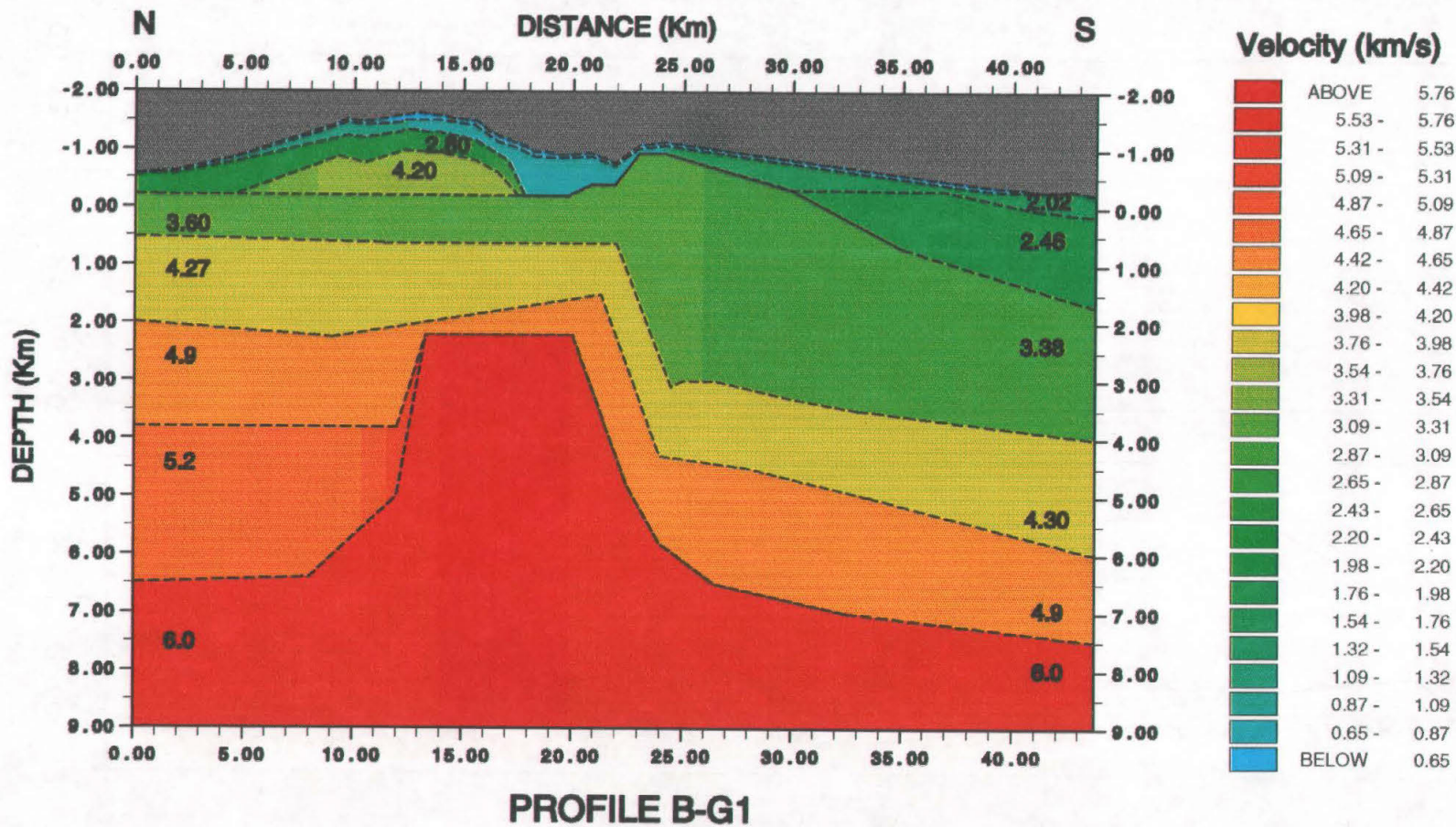


Fig. 4.18: Ray-tracing del modello finale ottenuto lungo il profilo B-G.

Fig. 4.19:
Modello finale di velocità lungo il profilo B-G.



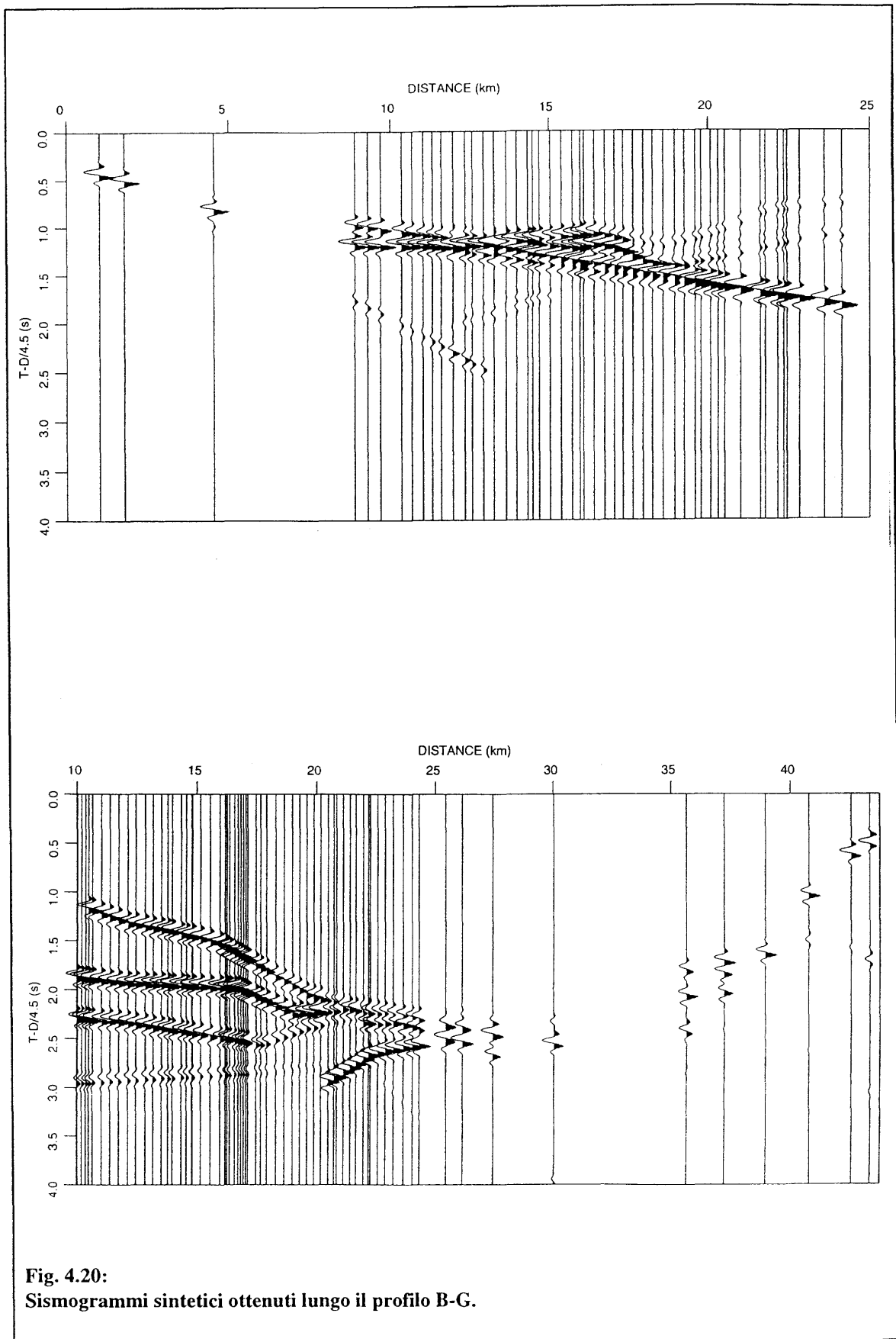


Fig. 4.20:
Sismogrammi sintetici ottenuti lungo il profilo B-G.

In Fig. 4.18 è rappresentato il *ray-tracing* del modello finale, dove si può osservare ,anche in questo caso, il buon accordo tra i tempi osservati e quelli calcolati. Il campo di velocità del modello finale è rappresentato in Fig. 4.19 in cui sono da evidenziare i seguenti punti:

- un'inversione di velocità al passaggio tra le strutture vulcaniche e quelle sedimentarie (come nel profilo D2-A);
- le strutture sedimentarie sottostanti al vulcano presentano le stesse velocità del profilo precedente. Solo nella parte meridionale del profilo è presente uno strato superficiale con velocità variabile tra 2.0 e 2.4 km/s e uno spessore che raggiunge i 2 km. La chiusura in *pinch-out* di queste strutture, attribuibili, dalla stratigrafia del pozzo Mascalucia 1, ad argille marine quaternarie pre etnee e a depositi argillo-sabbiosi del Pliocene, conferma quanto supposto da Labaume et al. (1990) relativamente alle deformazioni della catena in ambiente sottomarino e precedenti allo sviluppo dell'edificio vulcanico.. Lo spessore dello strato con velocità di 3400 m/s, inoltre, sempre a Sud del vulcano, subisce un notevole incremento da 1 a 4 km;
- un innarcamento di 3-4 km, tra il dodicesimo e il ventesimo chilometro del profilo (nei pressi della Valle del Bove), dello strato con velocità 6000 m/s, il cui significato verrà successivamente discusso. La geometria presentata è stata scelta dopo ripetute prove. L'abbassamento nella parte settentrionale del profilo è giustificato dalla necessità di far coincidere, al punto d'incrocio, il modello con quello del profilo D2-A e dai tempi di arrivo dello scoppio in Castiglione (B). Infatti se nella parte Nord la discontinuità a 6 Km/s fosse a una profondità minore, essa genererebbe, per lo scoppio B, arrivi rifratti antecedenti ai primi arrivi osservati.

Il confronto tra i dati osservati e quelli dei sismogrammi sintetici, quest'ultimi visualizzati in Fig. 4.20, avvalora il modello ottenuto anche dal punto di vista dell'analisi delle ampiezze degli arrivi riflessi e rifratti dalle varie discontinuità.

4.3.2.3 Profilo C-G1 (Randazzo Motta S. Anastasia)

Il terzo profilo ad essere stato modellato, avente due scoppi coniugati, è stato quello tra gli scoppi C (Randazzo) e G1 (Motta S. Anastasia). Per la costruzione dei profili è stata utilizzata parte delle linee multicanale posta tra i due scoppi e delle stazioni sismologiche poste in linea tra gli scoppi e il multicanale. I dati così ottenuti sono rappresentati in Fig. 4.21.

La costruzione del modello iniziale è stata effettuata utilizzando le informazioni sulle velocità e sulla profondità delle discontinuità, sotto i punti scoppio, ottenute dalle pendenze delle dromocrone e dai tempi intercetti. Non avendo informazioni sulle strutture superficiali dell'edificio vulcanico, è stata considerata una velocità media di 3 km/s, sulla base dei modelli ottenuti per il versante settentrionale e orientale dell'Etna. Ovviamente anche in questo caso, nei punti d'incrocio, il modello coincide con quello del profilo D2-A e con quello del profilo E.

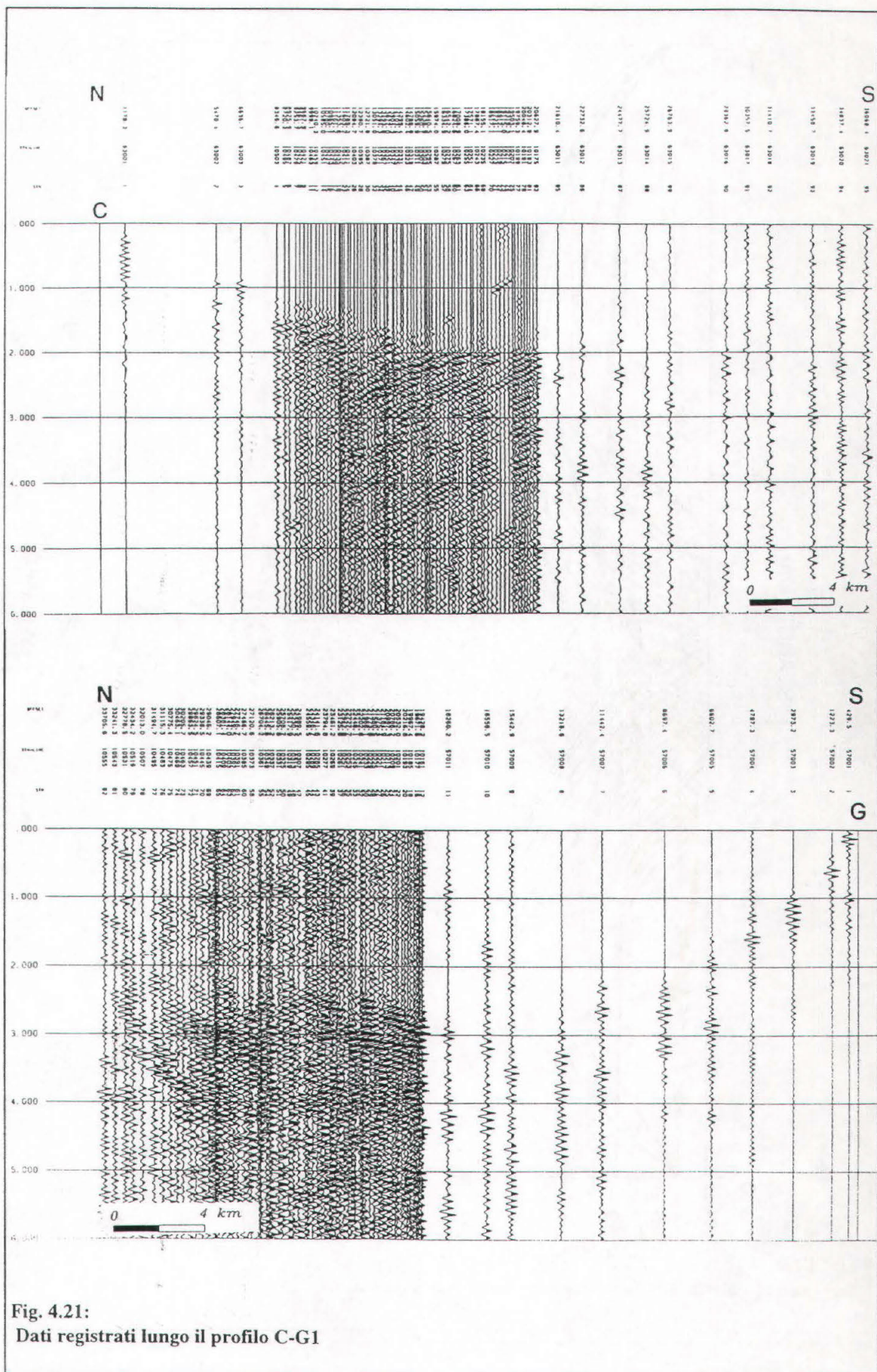


Fig. 4.21:
Dati registrati lungo il profilo C-G1

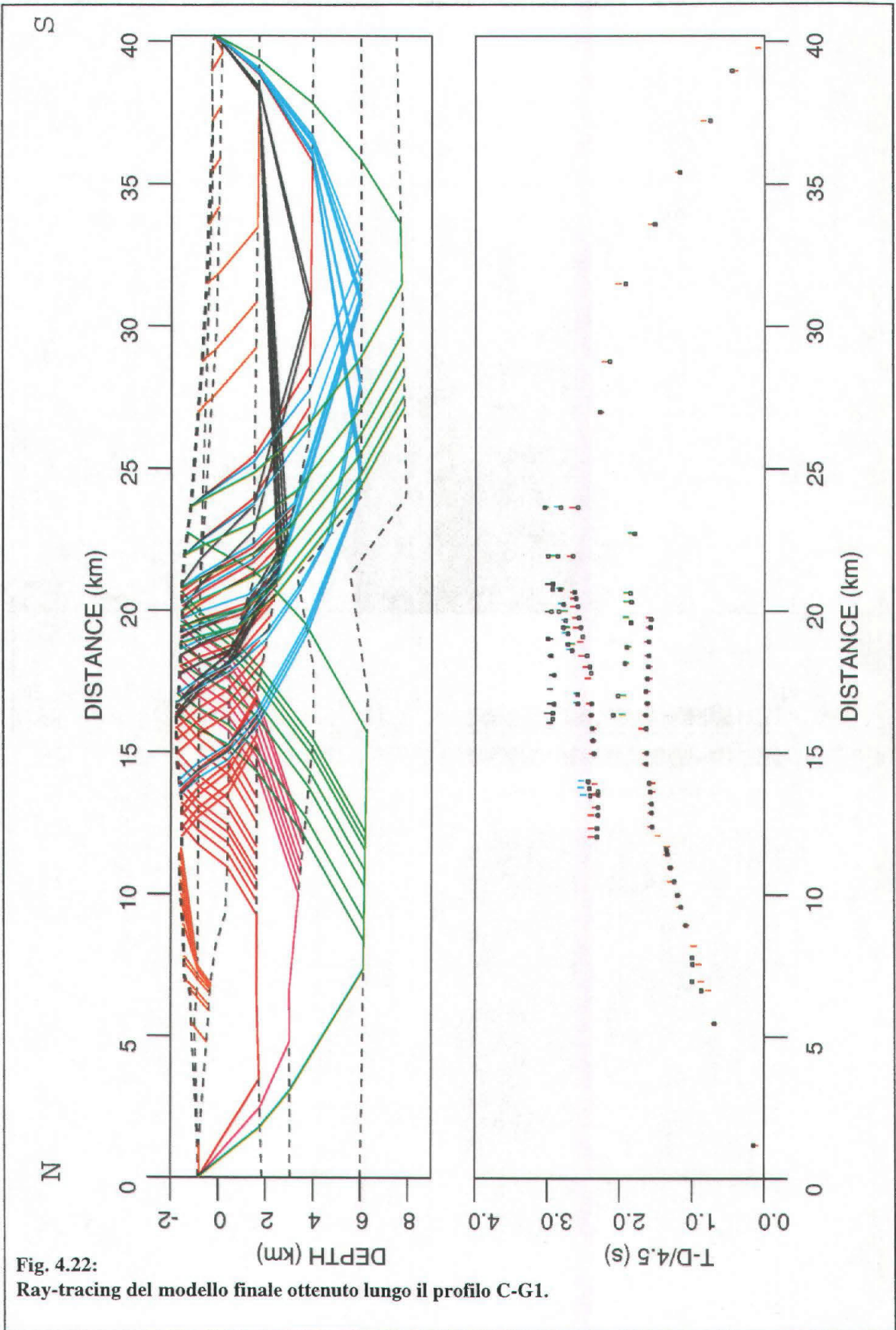
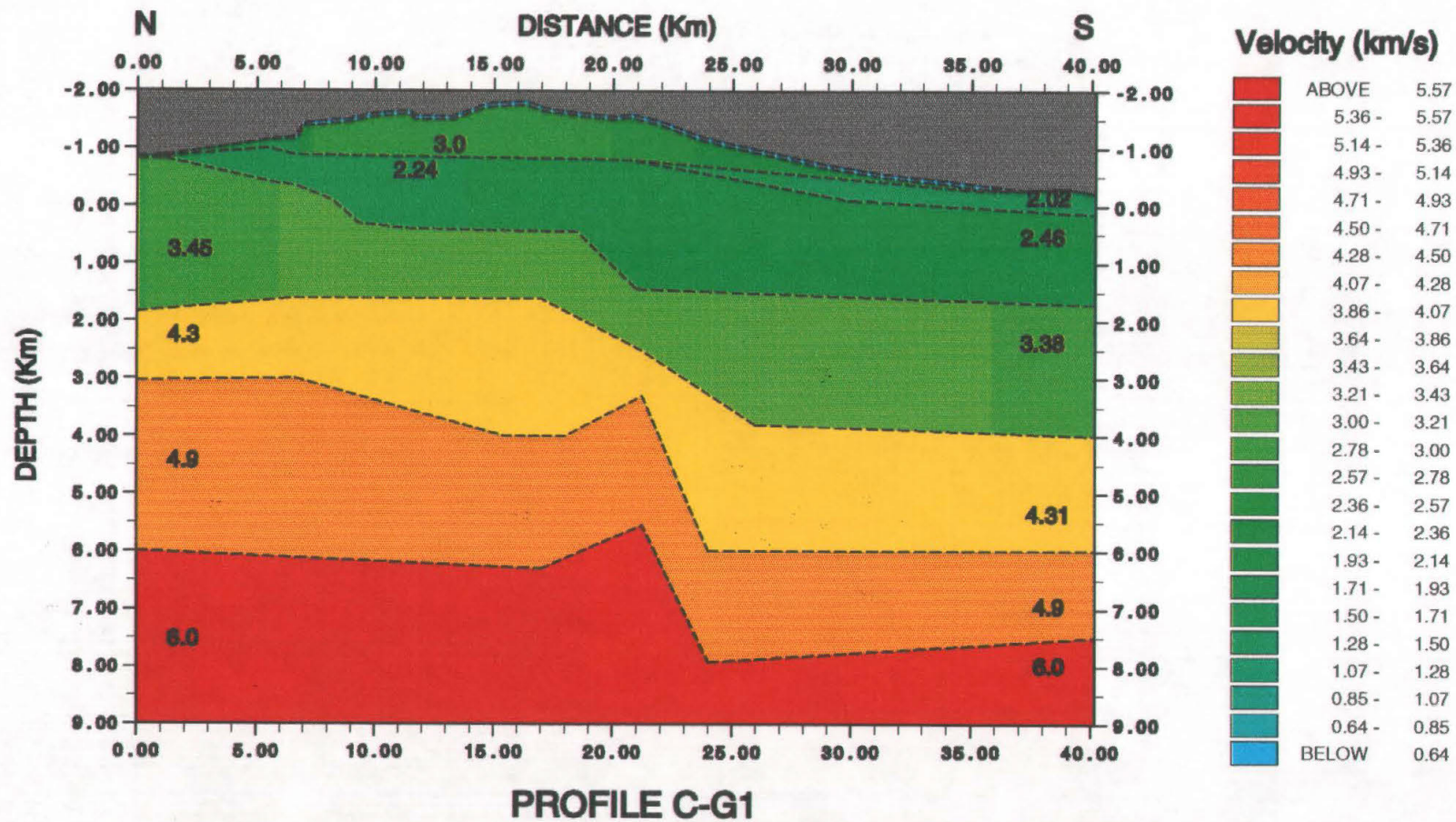


Fig. 4.22:
Ray-tracing del modello finale ottenuto lungo il profilo C-G1.

Fig. 4.23:
Modello finale di velocità lungo il profilo C-G1.



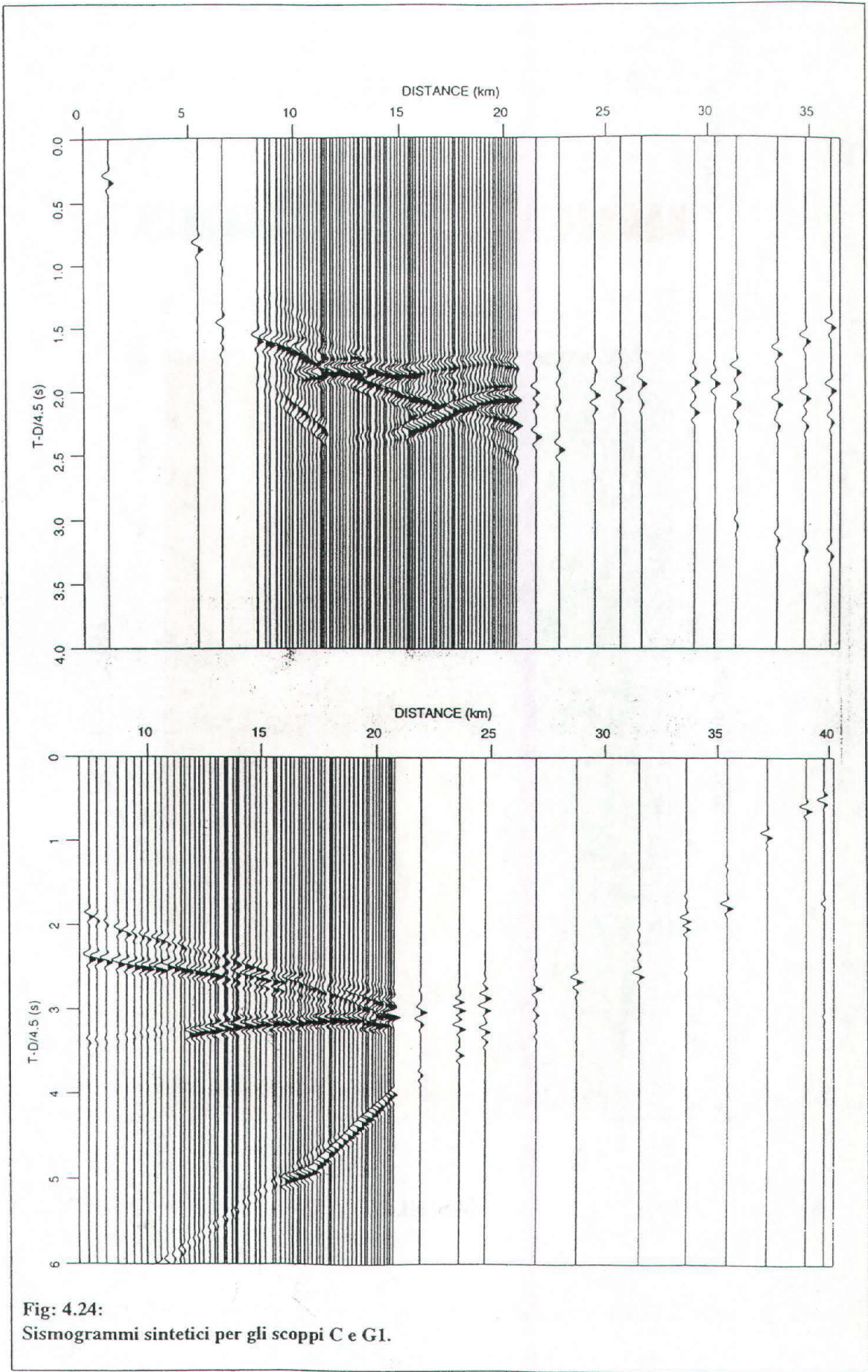


Fig: 4.24:
Sismogrammi sintetici per gli scoppi C e G1.

Il *ray-tracing* del modello finale, come si può osservare dalla Fig. 4.22, presenta un buon accordo tra i dati osservati e calcolati. Il modello di velocità degli strati formanti il basamento del vulcano è rappresentato in Fig. 4.23 e si può notare che i valori sono simili a quelli riscontrati nei due profili precedentemente descritti.

Nel modello si può osservare:

- la presenza nel settore orientale di strati sedimentari superficiali con velocità di 2000 m/s e 2460 m/s associabili a sedimenti argillosi, analogamente al profilo B-G;
- un ispessimento, nel settore meridionale (Motta S. Anastasia), delle strutture sedimentarie con velocità di 3400-3600 m/s e 4300 m/s.
- un aumento della profondità di circa 2 km delle discontinuità più profonde con velocità 4900 m/s e 6000 m/s, attorno al ventesimo chilometro, nei pressi dell'incrocio con il profilo E (Adrano).

Il confronto tra i sismogrammi reali e quelli sintetici (Fig. 4.24) evidenzia come anche in questo caso i rapporti tra le ampiezze dei vari arrivi modellati siano compatibili con quelle registrate.

4.3.2.4 Profilo E (Adrano)

La registrazione dei dati per il profilo E (Adrano) è stata effettuata utilizzando le parti dei profili multicanali posti in linea e, per la prima parte del profilo (circa 12 km), stazioni sismologiche portatili.

I dati così ottenuti sono rappresentati in Fig. 4.25. Il modello iniziale è stato costruito utilizzando le informazioni sulle velocità degli strati e sulla loro profondità ottenute dalla pendenza delle dromocrone e dai tempi intercetti, mentre, per la parte superficiale è stato utilizzato, analogamente al profilo C-G1, uno strato con velocità pari a 3000 m/s ottenuta dai modelli delle strutture superficiali. Un ulteriore vincolo al modello è stato dato dalla conoscenza dei modelli agli incroci con i profili B-G e C-G1.

Gli arrivi del modello finale, calcolati con il *ray-tracing*, come si può osservare in Fig. 4.26, sono in buon accordo con quelli osservati.

Il modello finale (Fig. 4.27) è caratterizzato, per le strutture del basamento del vulcano, dalle velocità riscontrate in tutta l'area esaminata e in particolare si può osservare:

- un notevole ispessimento dello strato con velocità 2460 m/s, riscontrato solo nel settore meridionale della parte investigata, tra il quarto e il diciassettesimo chilometro del profilo;
- una risalita abbastanza brusca degli strati più profondi tra il quindicesimo e il diciassettesimo chilometro.

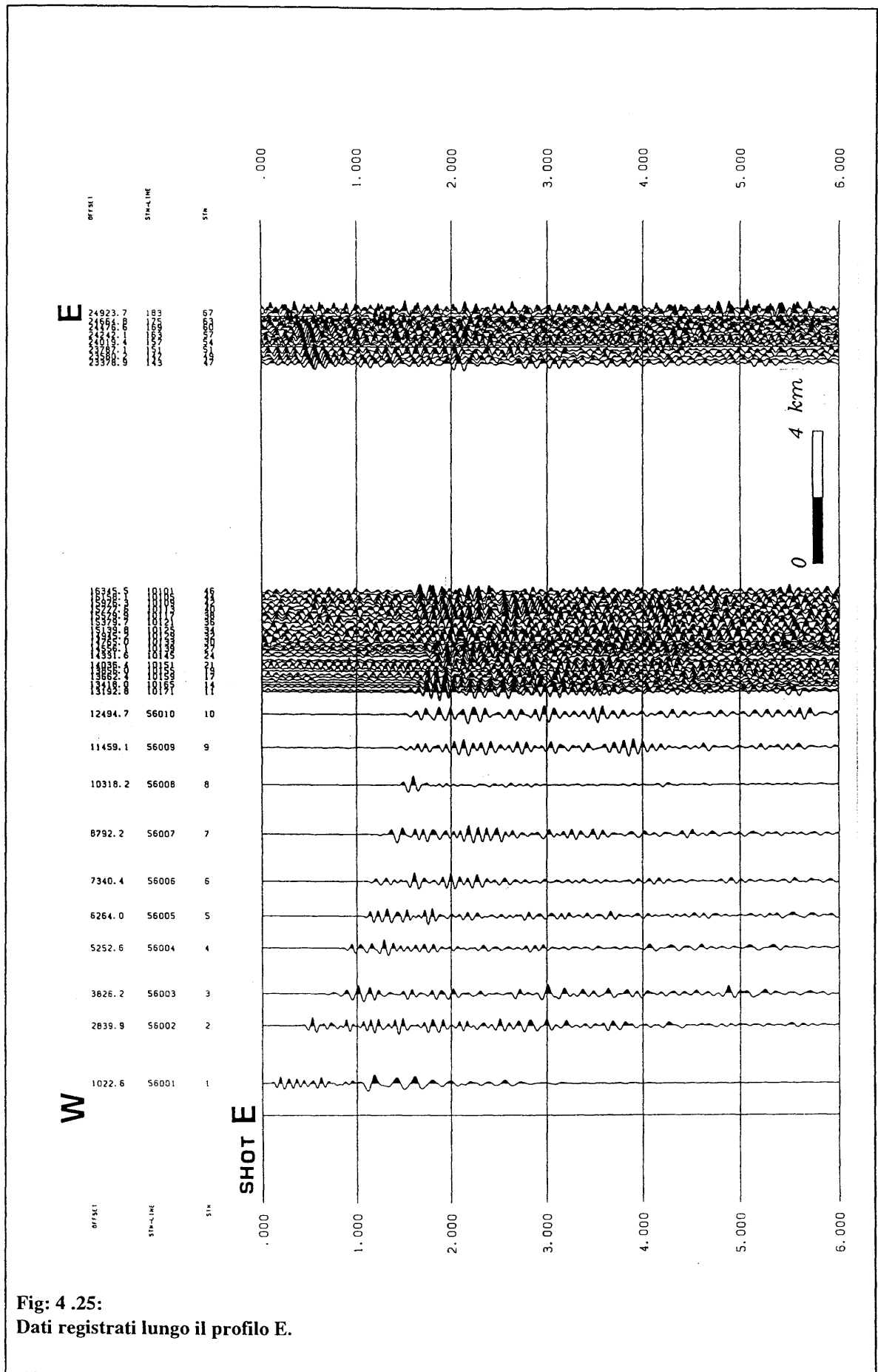


Fig: 4 .25:
Dati registrati lungo il profilo E.

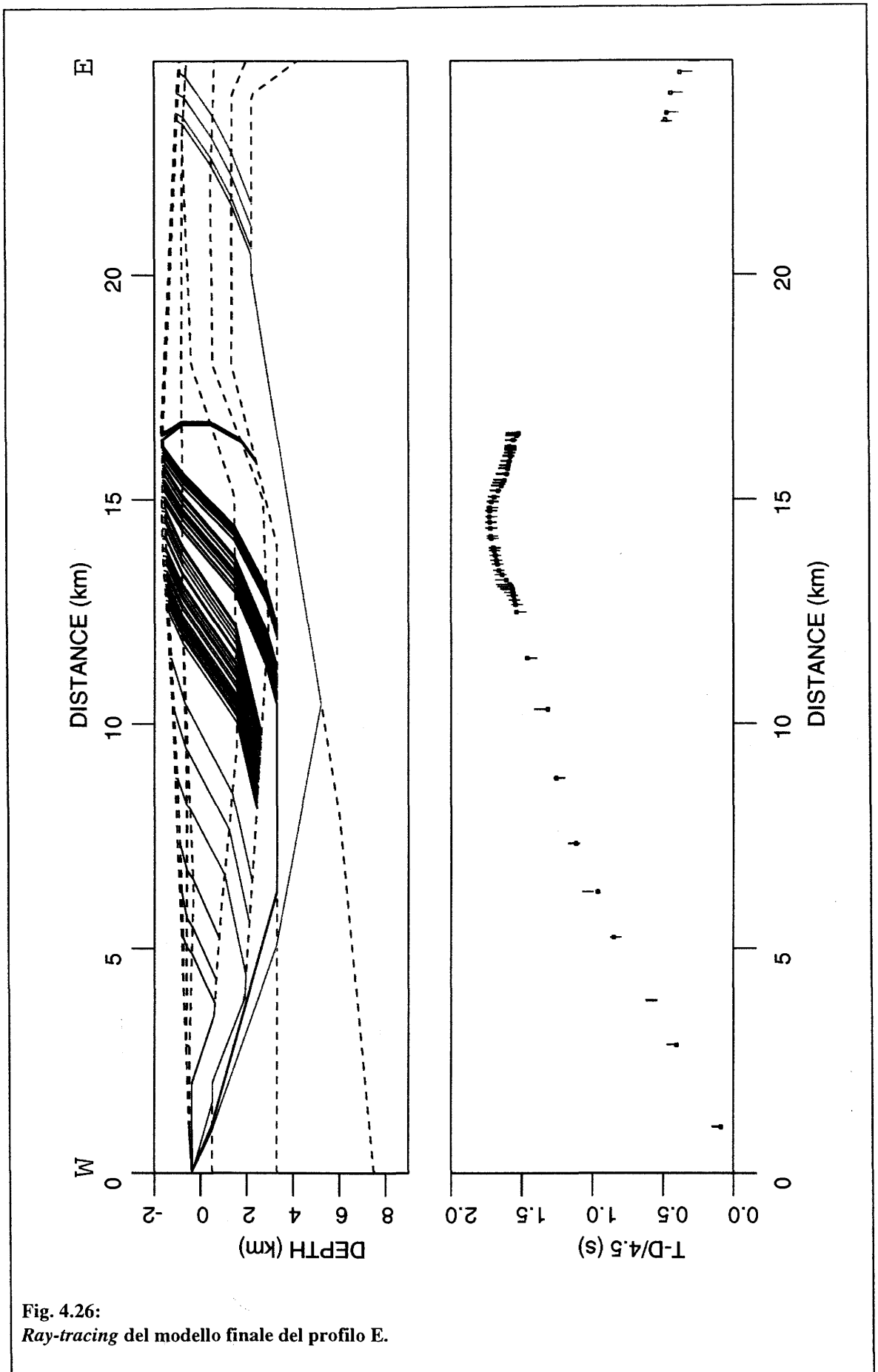


Fig. 4.26:
Ray-tracing del modello finale del profilo E.

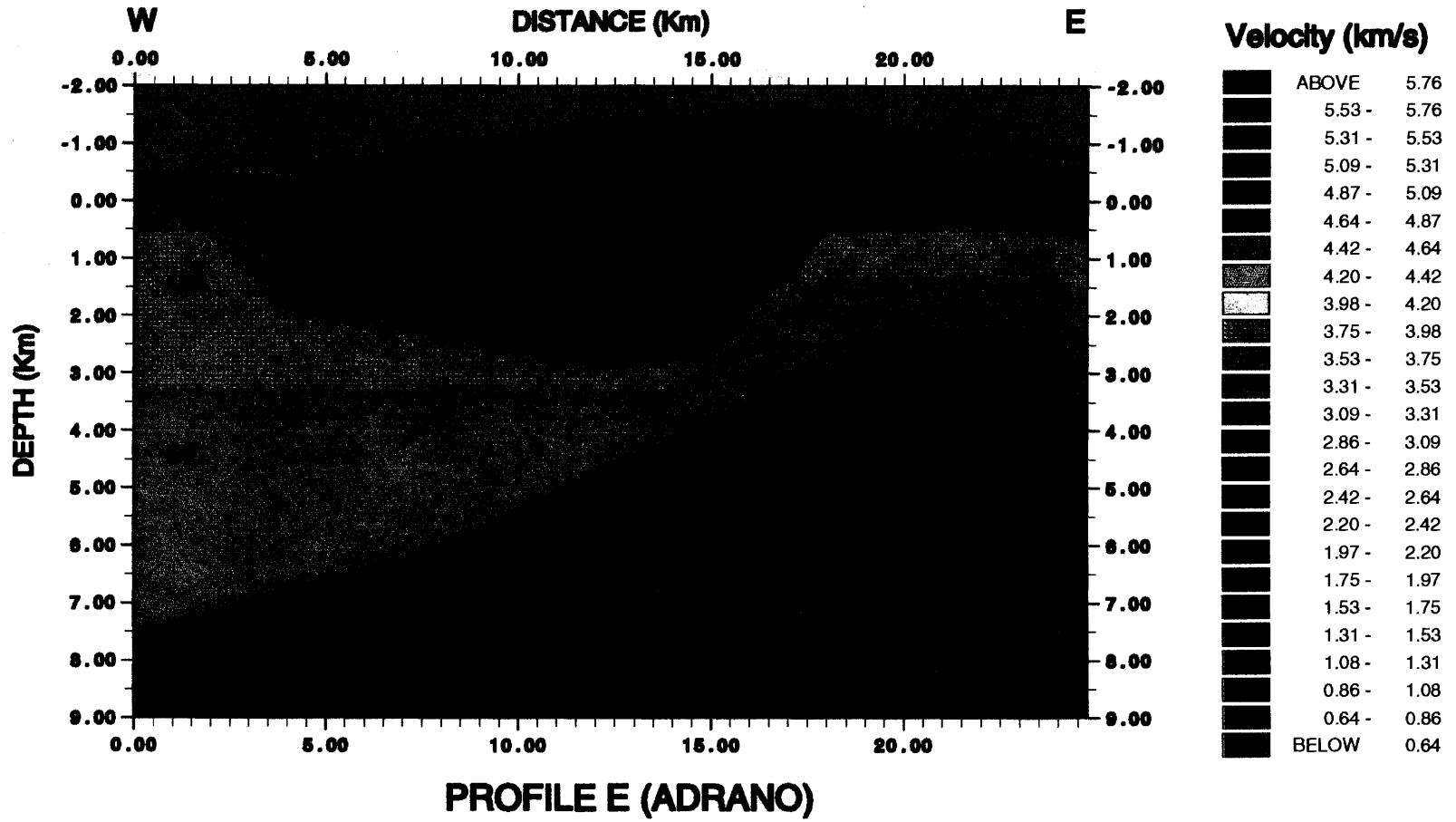


Fig. 4.27:
Modello di velocità lungo il profilo E.

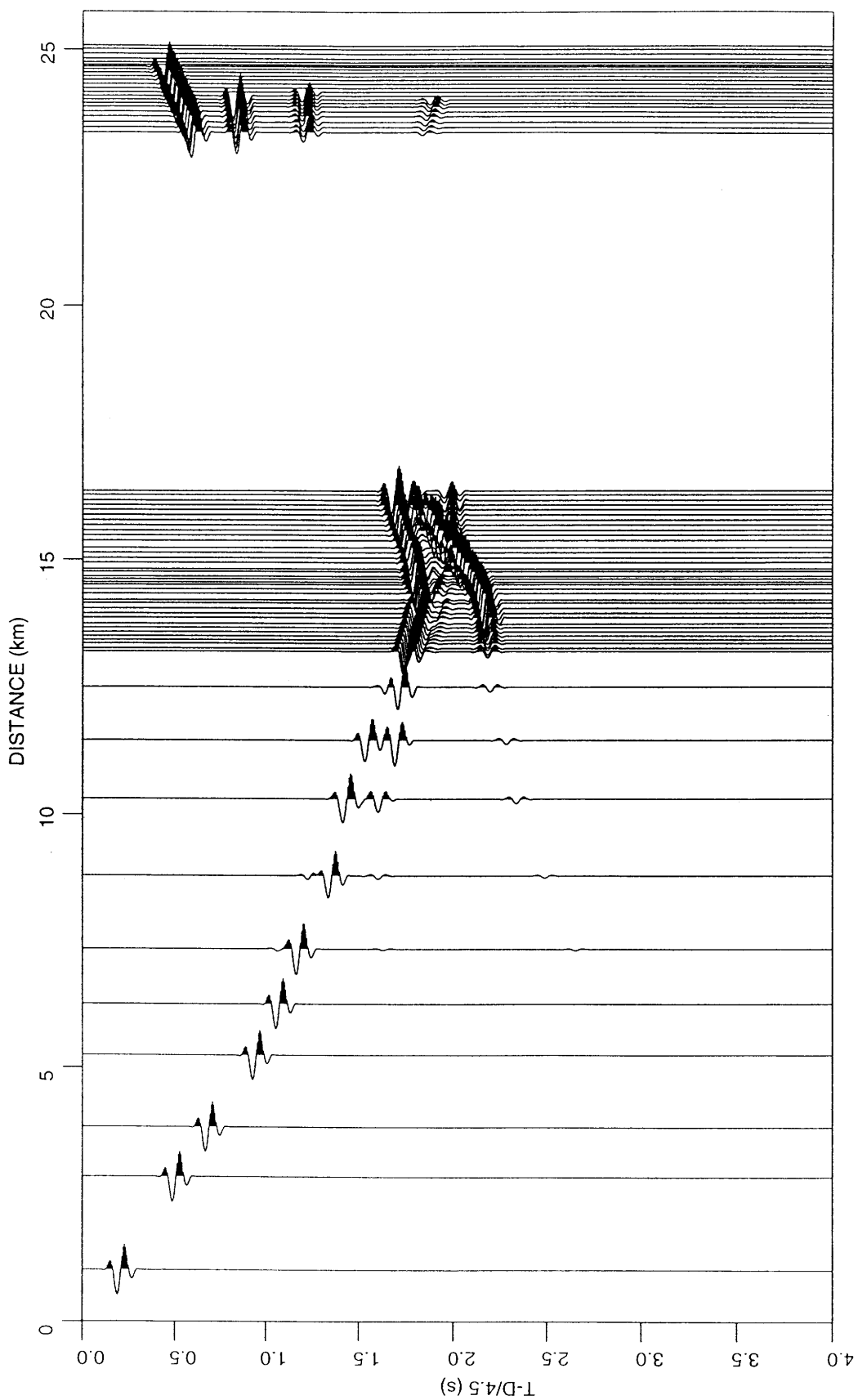


Fig. 4.28:
Sismogrammi sintetici lungo lo scoppio E.

→ si può osservare inoltre come anche da Est verso Ovest è presente una risalita della discontinuità più profonda avente velocità 6000 m/s, analogamente a quanto modellato nella stessa area nel profilo B-G.

Anche in questo caso il confronto tra i sismogrammi sintetici del modello e i dati reali (Fig. 4.28) conferma la bontà del modelli ottenuto.

4.3.2.5 Profilo A1 (Calatabiano-Linea L6)

L'ultimo profilo ad essere modellato è stato il profilo A1, realizzato nel 1993 e ottenuto dalle registrazioni dello scoppio in Calatabiano da parte di stazioni sismologiche portatili e della linea multicanale L6. Il modello di partenza è stato ottenuto dalle informazioni sulle velocità e sulle profondità degli strati sotto il punto di scoppio ricavate dalle dromocrone e dalle informazioni nei punti di incrocio con i modelli dei profili B-G e E. Nella parte finale del modello sono inoltre state inserite le informazioni sulle strutture superficiali derivate dagli scoppi eseguiti in linea lungo la linea L6.

Il *ray. tracing* del modello finale (figura 4.29) presenta un buon accordo tra gli arrivi osservati e quelli calcolati e conferma le modellizzazioni effettuate lungo i profili precedentemente descritti. Il modello di velocità rappresentato in Fig. 4.30, permette di:

- confermare ulteriormente la presenza del corpo ad alta velocità nell'area cui era già stato identificato dai profili B-G ed E.;
- confermare delle strutture di velocità riscontrate in tutta l'area e della presenza di uno strato a velocità 5.2 km/s riscontrato solo nel settore NE dell'area investigata.

L'analisi dei sismogrammi sintetici evidenzia l'analogia, anche in termini di valori di ampiezza, tra i dati osservati e quelli sintetici (Fig. 4.31).

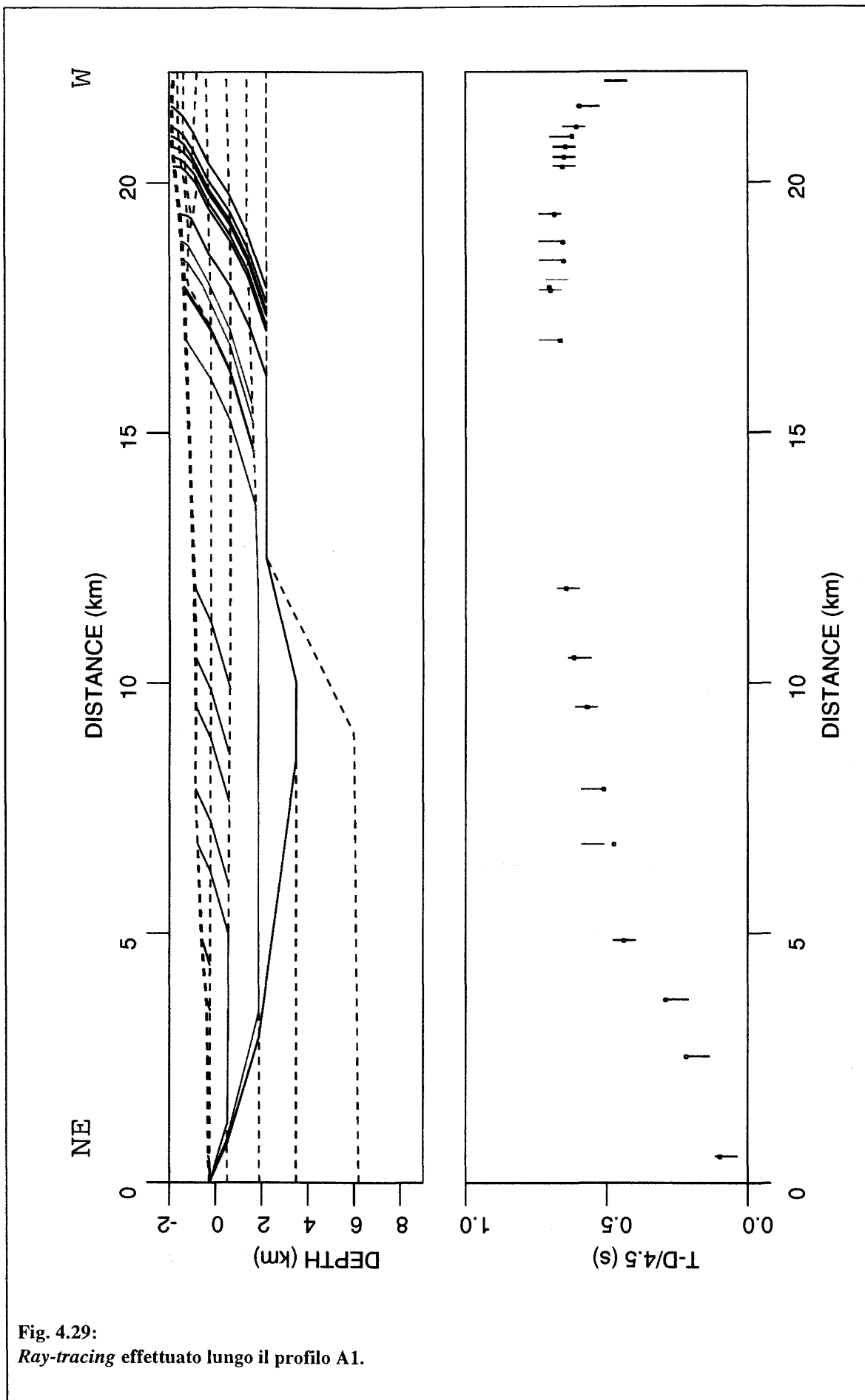


Fig. 4.29:
Ray-tracing effettuato lungo il profilo A1.

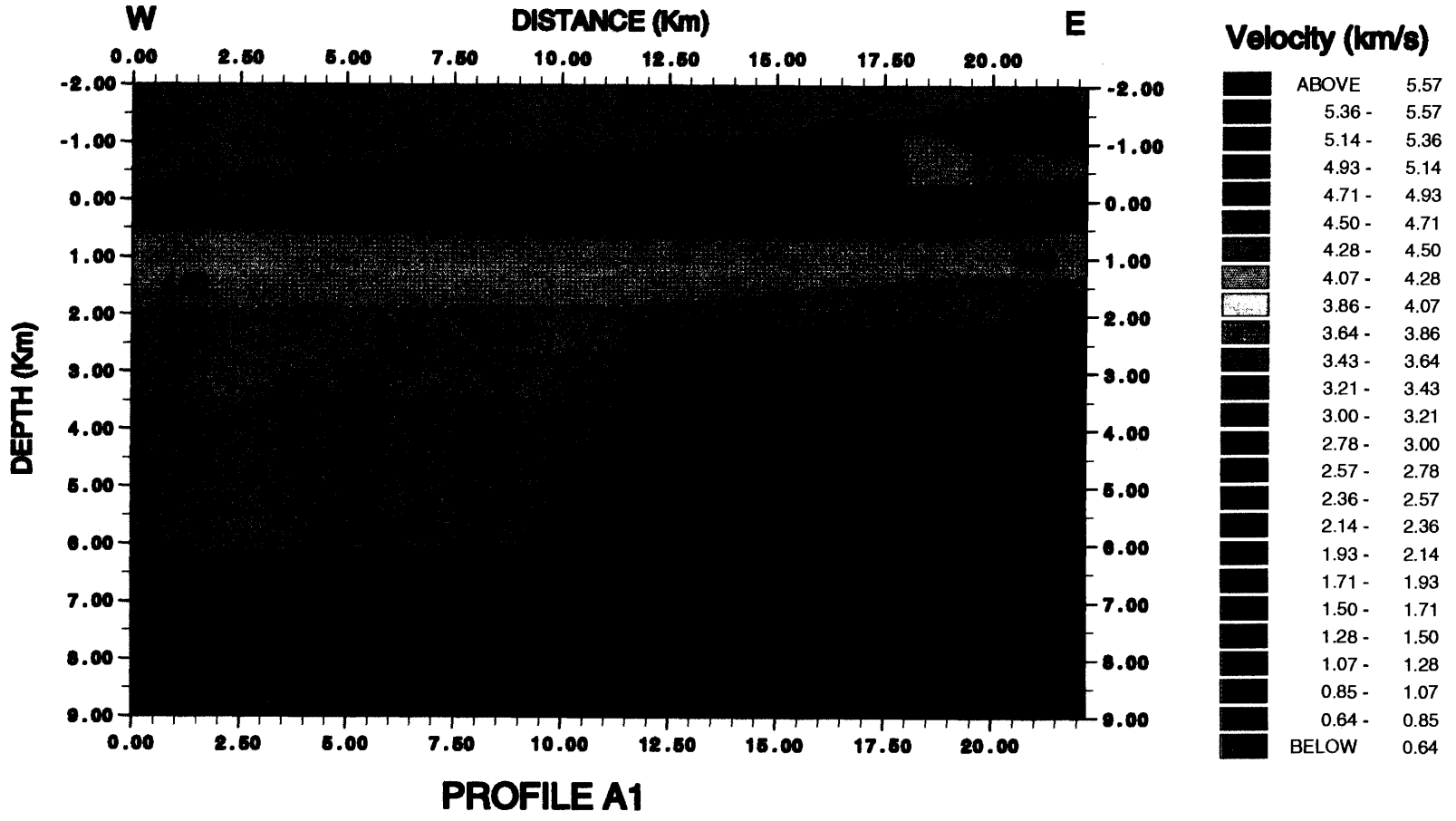


Fig. 4.30:
Modello finale di velocità lungo il profilo A1.

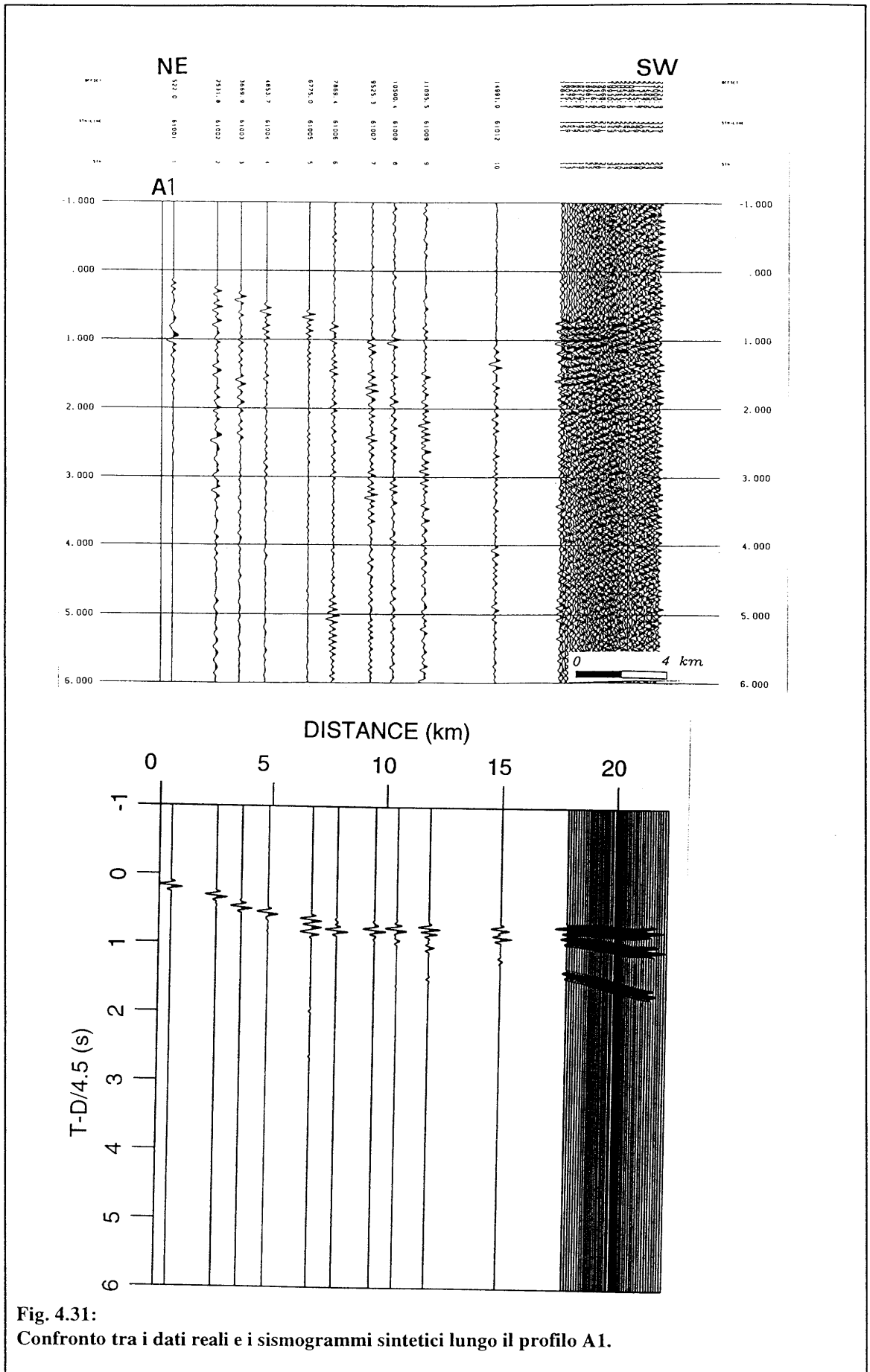


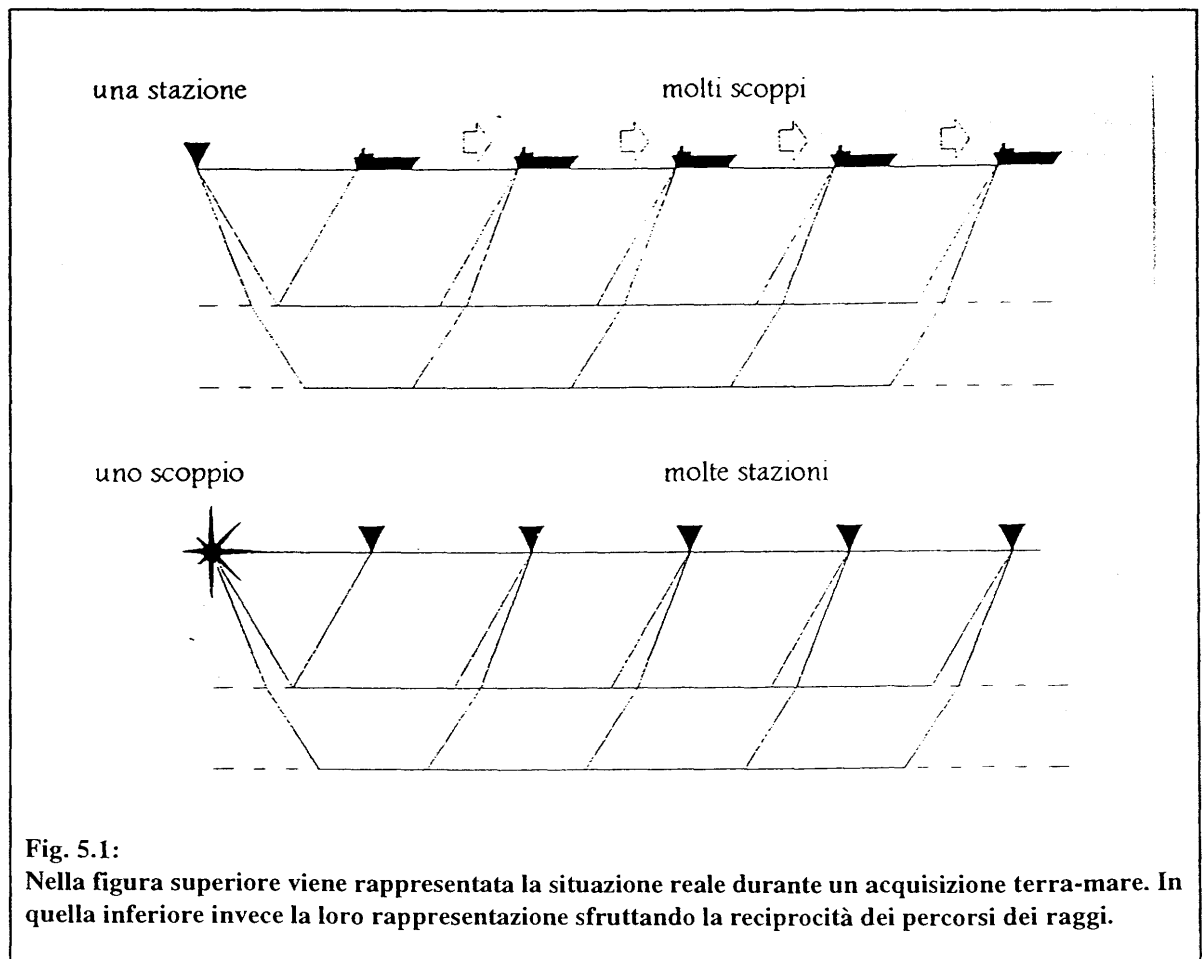
Fig. 4.31: Confronto tra i dati reali e i sismogrammi sintetici lungo il profilo A1.

5. SISMICA TERRA-MARE

Nei capitoli precedenti è stata descritta l'acquisizione e l'analisi di dati della sismica a riflessione a mare e i dati registrati a terra dagli scoppi effettuati ai limiti dell'edificio vulcanico etneo. Le stazioni sismologiche portatili sono state utilizzate anche per l'ascolto remoto a terra degli scoppi effettuati a mare. Ciò ha consentito di ottenere:

- informazioni sulla geometria e sulla velocità di strutture sotto l'edificio vulcanico etneo più profonde di quelle determinate con gli scoppi a terra;
- informazioni sulla zona in prossimità della costa non investigata né dalla sismica a riflessione a mare né dalla sismica a rifrazione a terra;
- informazioni sulle velocità delle strutture più profonde determinate con i profili *Near Vertical Reflection* (N.V.R).

I dati terra-mare vengono rappresentati in sezioni tempo-distanza (*Common Receiver Gather*, CRG), ottenuti dall'organizzazione di un'unica sequenza temporale in cui sono registrati tutti gli arrivi degli scoppi effettuati.



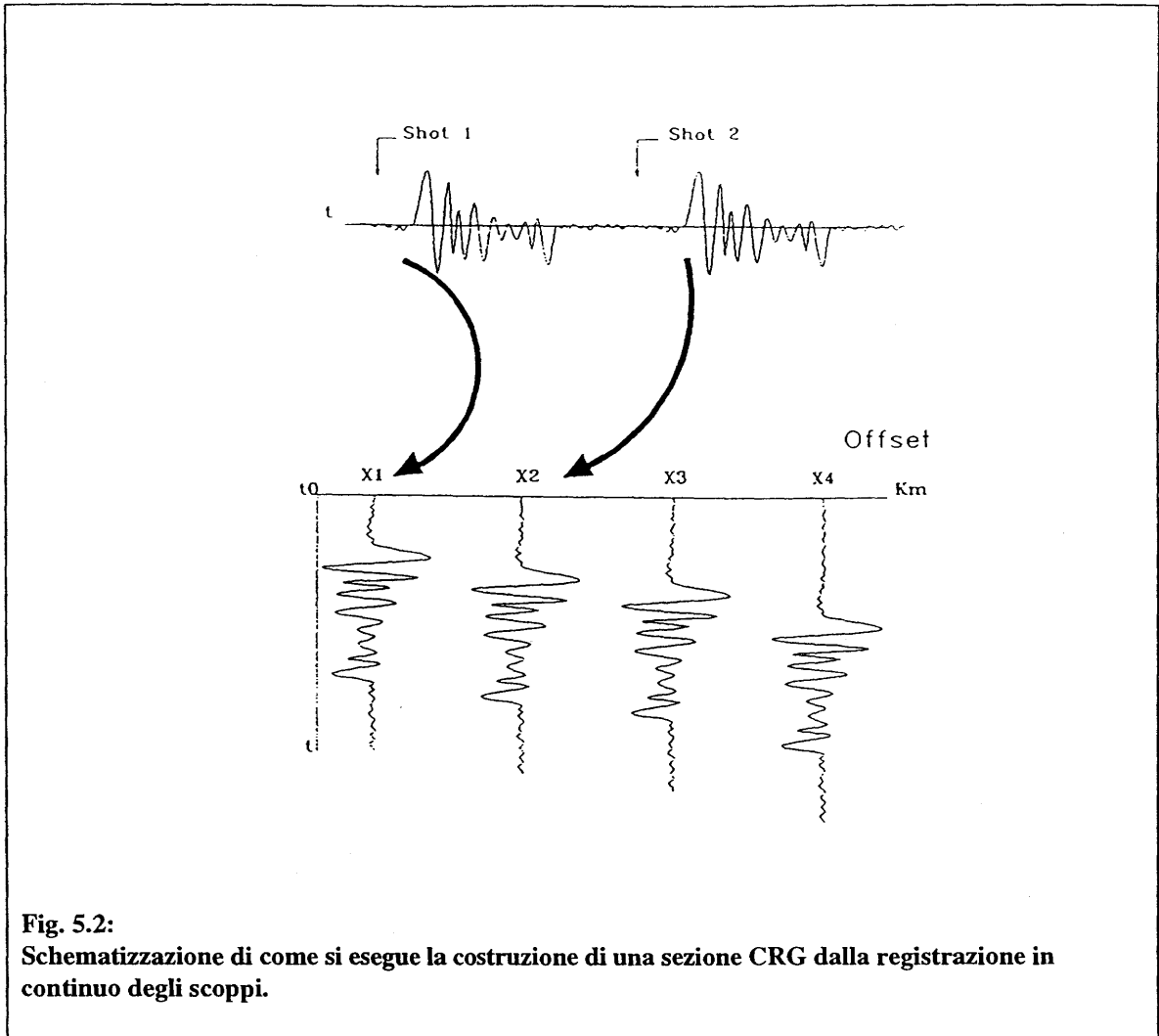


Fig. 5.2:
Schematizzazione di come si esegue la costruzione di una sezione CRG dalla registrazione in continuo degli scoppi.

Per ottenere la rappresentazione finale viene sfruttata la reciprocità dei percorsi dei raggi sismici (Fig. 5.1), mentre la serie temporale viene suddivisa in tracce, come in Fig. 5.2, in cui il tempo iniziale di ciascuna di esse corrisponde ai tempi dei singoli scoppi

La disposizione della strumentazione a terra (Fig. 5.3), rispetto alla direzione della linea sismica, consente di ottenere: i) dei profili che permettono un accurata analisi delle velocità sismiche delle discontinuità principali; oppure ii) dei *fans* che possono mettere in risalto le possibili variazioni laterali nella zona "illuminata" dalla linea sismica.

Un'ulteriore vantaggio nell'utilizzo di tale metodologia è che la registrazione di dati terra-mare, nel corso dell' esecuzione di profili N.V.R, non implica sostanziali aggravii nei costi generali di un progetto.

5.1 Acquisizione dei dati

Per l'acquisizione dei dati terra-mare sono state utilizzate delle stazioni sismologiche

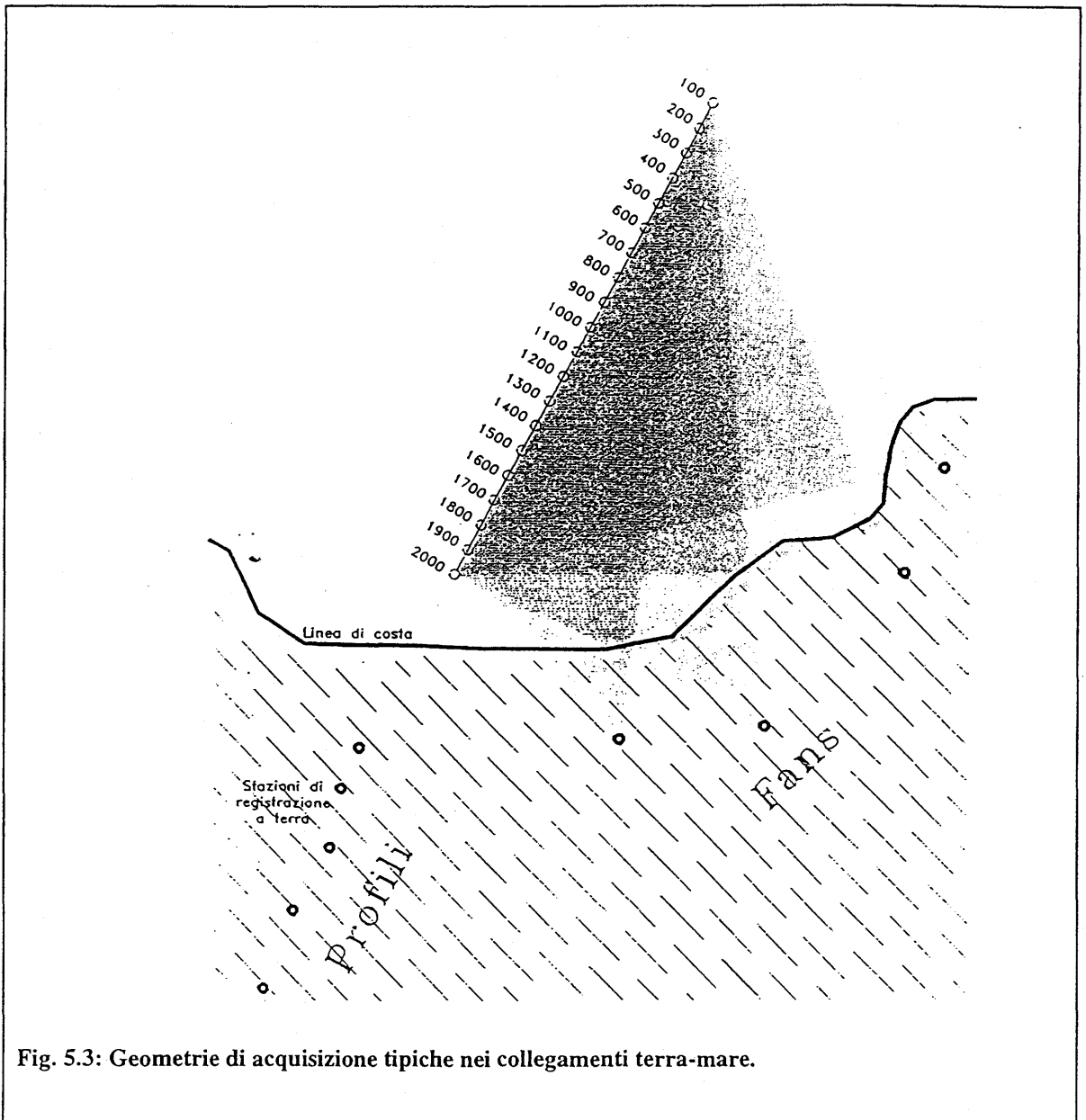
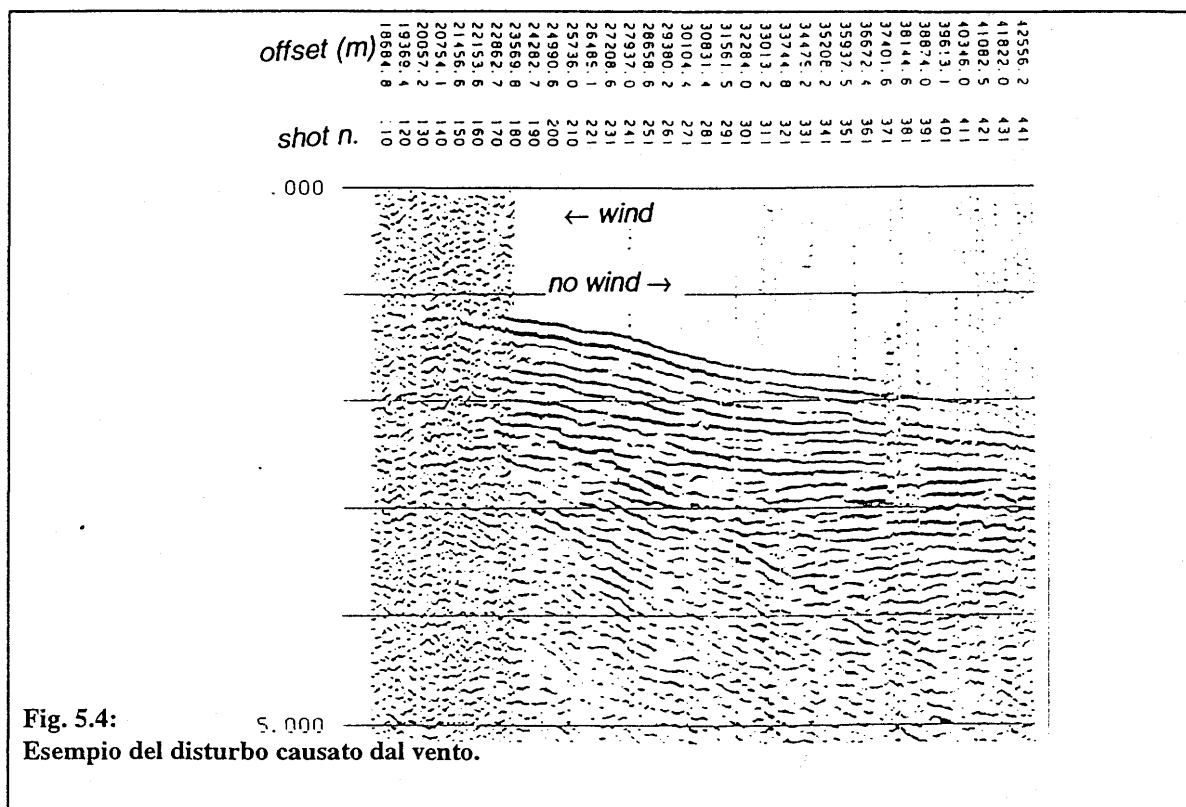


Fig. 5.3: Geometrie di acquisizione tipiche nei collegamenti terra-mare.

portatili digitali alle quali è stato collegato un geofono a tre componenti oppure una o più stringhe di sensori. In particolare sono state utilizzate 10 stazioni REF-TEK 72A-07 e 12 stazioni Lennartz Mars-88 . L'intervallo di campionamento utilizzato per l'acquisizione dei dati è stato di 8 ms.

Le stazioni sono dotate di sistemi di ricezione o satellitare (GPS) o di un segnale radio (DCF) di riferimento del tempo. I dati vengono immagazzinati su dischi magneto-ottici, su cassette DAT o su *hard-disks* con capacità che possono raggiungere diversi Gbyte. In alternativa alle stazioni singole in alcuni casi sono stati utilizzati i registratori multicanali (per esempio nell'acquisizione della linea M31, Fig.5.8). In questo caso per conoscere la posizione temporale della registrazione è stato necessario registrare un segnale di riferimento su un canale ausiliario.

I geofoni utilizzati presentavano una frequenza propria di 2 o 4.5 Hz ed alti fattori di trasduzione; in alcuni casi, invece, sono stati impiegati dei sismometri tipo *broad-band*, solitamente usati in sismologia. L'accoppiamento tra il geofono ed il terreno, legato principalmente alla natura degli strati superficiali, può influenzare notevolmente la qualità del dato. Un ulteriore fattore di disturbo può essere dato dal vento e dalle precipitazioni, per cui, in alcuni casi, si è provveduto al sotterramento dei sensori (Fig. 5.4).



In totale sono stati registrati gli scoppi delle linee sismiche acquisite nell'ambito del progetto ETNASEIS e di tre linee acquisite nell'ambito del progetto CROP-Mare (M21, M31, M39) delle quali sono state comunicate le coordinate ed il tempo di ciascuno scoppio.

5.2 Elaborazione dei dati

Il montaggio delle sezioni CRG è stato eseguito utilizzando un programma in Fortran sviluppato da Petronio (1997), che organizza i dati in un file in formato SEG-Y partendo dai *files* estratti dalle stazioni sismologiche Reftek. Ottenuto il file SEG-Y è possibile eseguire l'elaborazione analogamente a qualsiasi altro dato sismico. L'obiettivo principale dell'elaborazione consiste nell'ottenere il miglior rapporto segnale/disturbo per consentire il riconoscimento degli arrivi rifratti e riflessi.

Data la diversità della situazione geologica tra il settore settentrionale e quello meridionale dell' 'Etna e la notevole influenza del sito sulla qualità dei dati, il rapporto segnale/disturbo è risultato diverso per ciascuna sezione. Ciò non ha consentito di utilizzare una sequenza elaborativa standard.

Per ogni sezione sono state eseguite analisi di frequenza in diversi settori e, successivamente, in funzione dei risultati ottenuti, sono stati applicati dei filtri di passa-banda centrati sulle frequenze caratteristiche dei segnali. Per compensare la non stazionarietà del segnale e la variazione del rumore nel tempo (alcune registrazioni hanno avuto una durata di molte ore) in alcuni casi sono stati applicati filtri con frequenza differente a seconda degli *offset*.

In alcune sezioni, per esempio la registrazione in Bivio Iazzotto degli scoppi lungo la linea E2, è presente il fenomeno del *wrap-around* (Fig 5.5). Questo disturbo è causato dall'interferenza di eventi lenti relativi a uno scoppio (per esempio l'onda d'acqua), con eventi più veloci di scoppi ad esso successivi. Ciò può provocare il completo mascheramento di arrivi rifratti o riflessi da discontinuità profonde. I fenomeni di *wrap-around* dell'onda d'acqua sono stati eliminati applicando dei filtri f-k (vedi paragrafo successivo) oppure dei filtri di coerenza. Entrambi i tipi di filtro hanno fornito dei buoni risultati.

5.2.1 Il filtro f-k

Il disturbo in una sezione sismica può essere diviso in rumore casuale e coerente. Alla categoria del rumore casuale appartengono tutti i disturbi non prevedibili: i fenomeni atmosferici, vibrazioni del cavo sismico, rumori strumentali, ecc. Alla categoria del rumore coerente appartengono quei disturbi che si organizzano sotto forma di eventi coerenti quali: l'onda d'acqua, le riflessioni multiple, ghost, ecc..

L'eliminazione del rumore coerente può essere effettuato tramite l'utilizzo di filtri nella rappresentazione f-k dei dati.. Infatti una sezione sismica rappresentata nel dominio (t,x) ha una corrispondente rappresentazione nel dominio (f,k). La relazione tra i due domini è descritta dalla seguente espressione:

$$\frac{\partial x}{\partial t} = \frac{f}{k}$$

Si può dedurre come eventi con una inclinazione β nel dominio (t,x) sono rappresentati come eventi con inclinazione $(90-\beta)$ nel dominio (f,k). Inoltre un evento inclinato, contenente più frequenze, al raddoppiare della frequenza dovrà raddoppiare anche il numero d'onda corrispondente (Yilmaz, 1989).

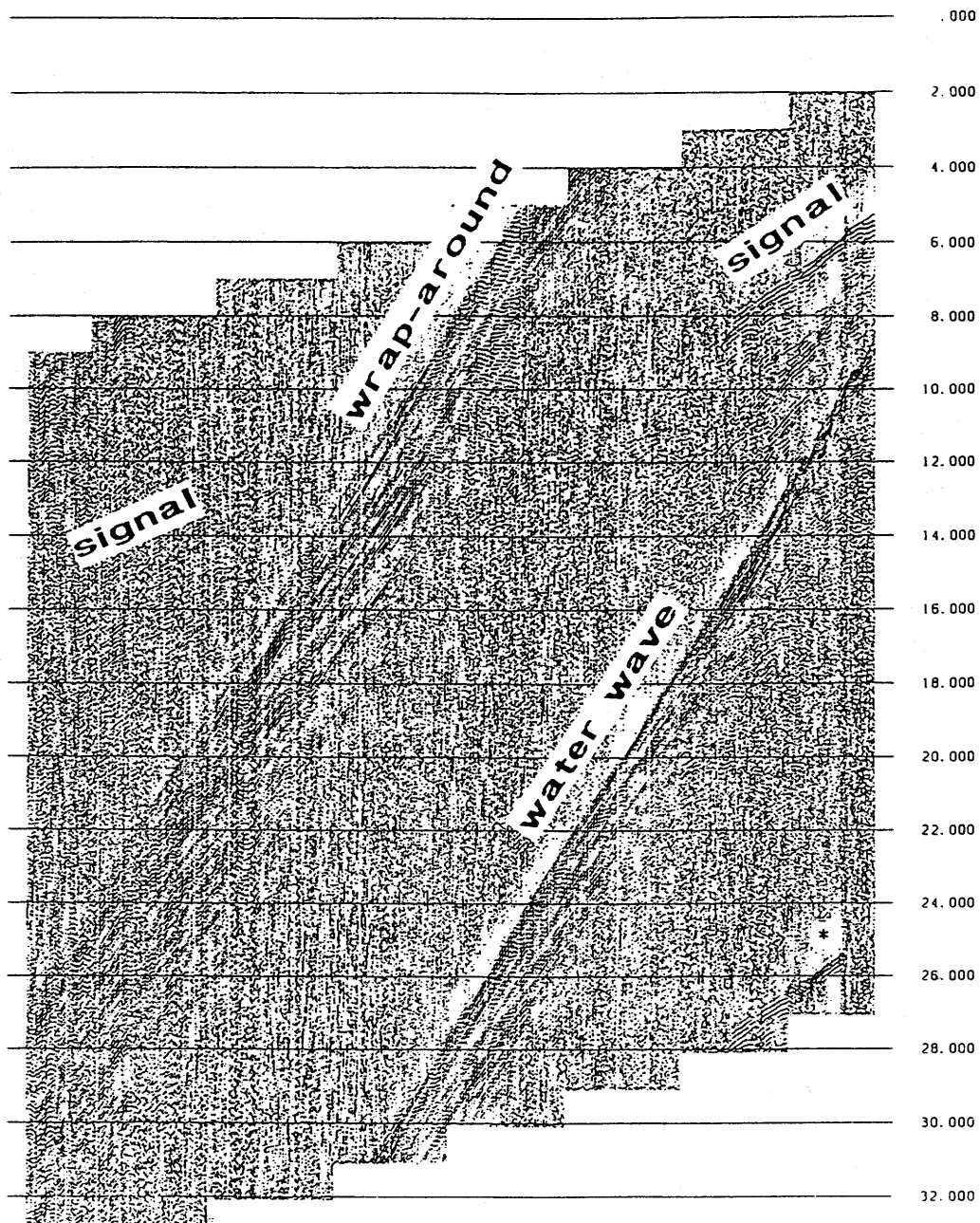
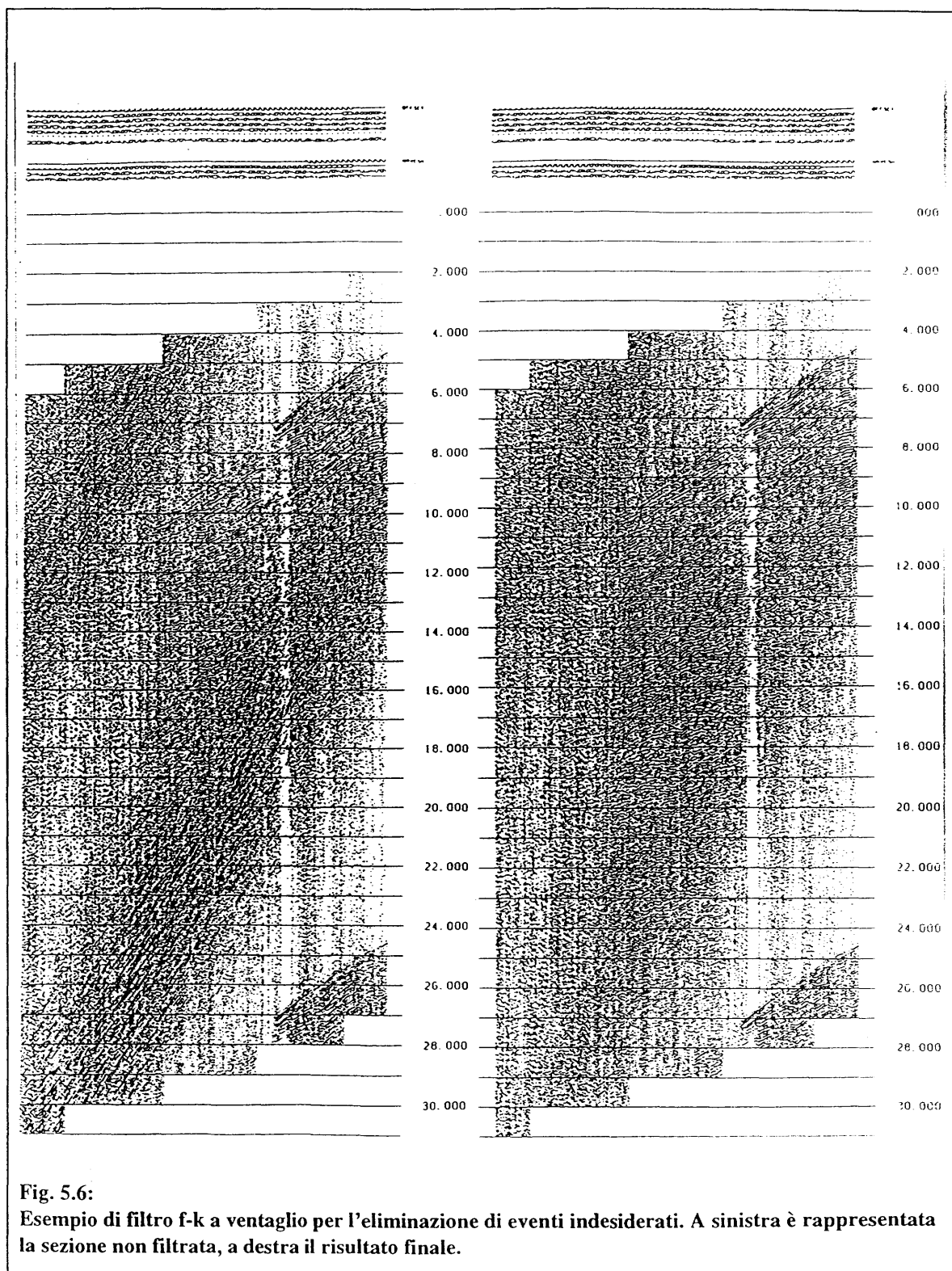


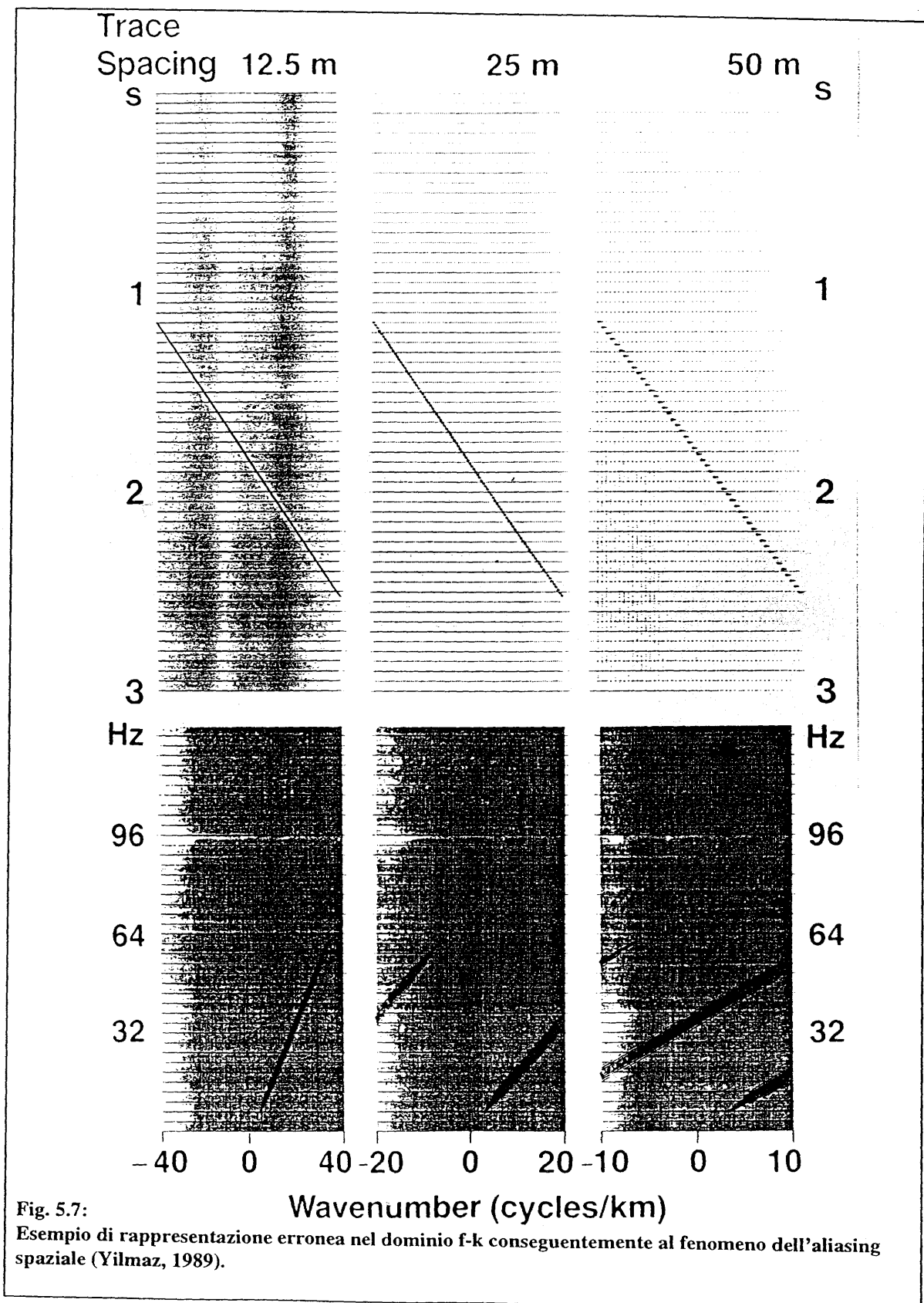
Fig. 5.5:
Sezione CRG in cui è presente il fenomeno del wrap around, causato per i dati terra-mare
generalmente dall'onda d'acqua

La rappresentazione dei dati nel dominio f-k consente di utilizzare un filtro a “ventaglio” per eliminare eventi compresi tra due soglie prestabilite, in base alle caratteristiche del segnale (vedi Fig. 5.6).



L'uso di filtri bidimensionali, come quello f-k, è vincolato da due requisiti essenziali: l'assenza di *aliasing* spaziale e l'equidistanza tra le tracce. L'*aliasing* spaziale è strettamente

collegato alla distanza tra una traccia e l'altra (Fig. 5.7). L' eccessiva distanza tra traccia e traccia, in funzione della pendenza e delle frequenze presenti, può dare origine nel dominio f-k al suddetto fenomeno.



La relazione che lega tra loro la distanza tra le tracce, la pendenza dell'evento nel dominio (t,x) e le frequenze è la seguente:

$$\Delta X \leq \frac{1}{2} \times \frac{V_{app.}}{f_{max.}}$$

in cui ΔX è la distanza tra gli scoppi (nel collegamento terra-mare), $V_{app.}$ è la velocità apparente dell'evento e $f_{max.}$ è la frequenza massima presente nella sezione.

Nei dati terra-mare, in cui la frequenza massima non è superiore ai 20 Hz e la velocità apparente dell'evento che si vuole eliminare è solitamente quella dell'acqua (1500 m/s), la distanza tra uno scoppio e l'altro per non avere l'aliasing spaziale sarà di 37.5 m. Tale distanza, nell'eventualità di acquisizione contemporanea di dati terra-mare e di sismica a riflessione verticale, in cui per problemi di galleggiamento dello *streamer* non si può rallentare la nave sotto i quattro nodi, determina il fenomeno già descritto del *wrap around*.

La soluzione migliore per risolvere questo problema rimane quella di effettuare in due fasi differenti l'acquisizione dei dati di sismica multicanale e quella terra-mare, permettendo così di procedere in questa fase a velocità minori.

La non equidistanza tra gli scoppi invece determina la non continuità dell'onda d'acqua e quindi dei fenomeni di *wrap-around*. Ciò provoca, in alcuni tratti della sezione, anche avendo pianificato un'acquisizione priva di *aliasing* spaziale, la presenza di questo fenomeno, e quindi l'impossibilità di rimuovere i disturbi tramite un filtro bidimensionale.

Una valida alternativa a questo metodo può essere il filtro di coerenza (vedi paragrafo 3.2.1.2), il cui uso non è vincolato dall'assenza dell'*aliasing* spaziale.

5.3 Modellizzazione dei dati

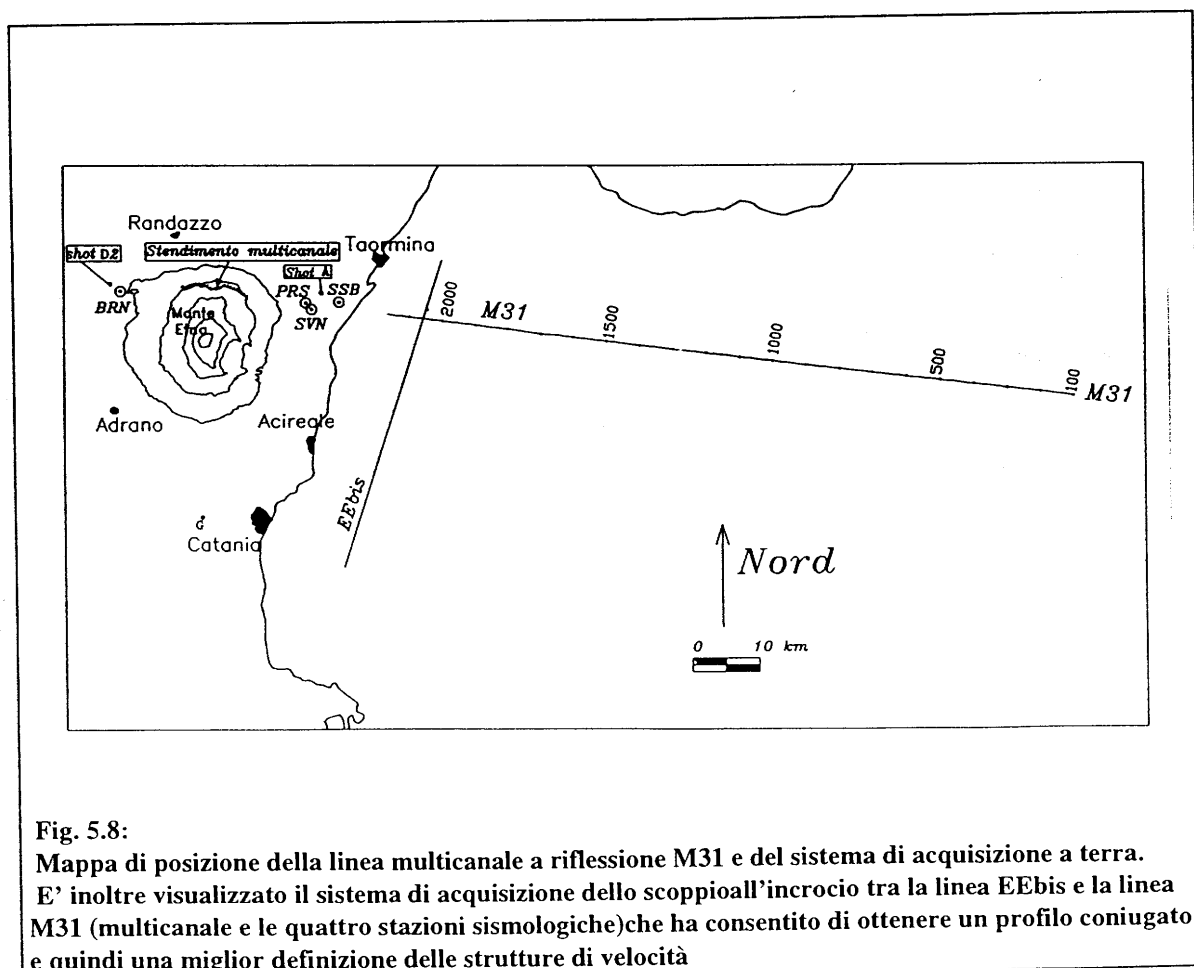
La modellizzazione dei dati terra-mare è stata eseguita utilizzando il programma di *ray-tracing* ampiamente descritto in Appendice A. I modelli di partenza per l'inversione dei dati sono stati determinati utilizzando tutte le informazioni ricavabili dalle perforazioni eseguite nell'area.

Inoltre, nel settore settentrionale, sono stati utilizzati i risultati della modellizzazione degli scoppi effettuati a terra descritti nel paragrafo precedente. La geometria delle strutture a mare è stata ricavata dalle interpretazioni delle linee sismiche a riflessione, utilizzando, per le strutture superficiali, le informazioni ricavate dall'analisi convenzionale delle velocità di *stack*. Dai modelli iniziali così costruiti sono stati effettuati degli adattamenti fino ad ottenere un buon accordo fra i dati osservati e calcolati. La successiva conversione in tempi a due vie dei modelli finali ha

evidenziato inoltre il buon accordo, entro gli errori, fra l'interpretazione delle linee sismiche multicanale e i modelli ottenuti.

5.3.1 Modellizzazione del profilo Bronte-Linea M31

La linea M31 è stata acquisita nell'ambito del progetto CROP Mare 1994 (Fig. 5.8). La registrazione degli scoppi effettuati a mare tramite delle stazioni sismologiche portatili ha consentito di effettuare la modellizzazione dei dati così ricavati. Per la modellizzazione degli scoppi sono state utilizzati i dati registrati da tre stazioni poste in linea con il profilo (vedi Fig. 5.9). La registrazione dello scoppio lungo la linea EEbis al punto d'incrocio con la linea M31, è stata utilizzata per ottenere uno scoppio coniugato per il profilo (Fig. 5.10). Esso è stato registrato dalla linea sismica multicanale posta sul versante settentrionale dell'Etna e da tre stazioni



sismologiche (BRN, PRS e SSB in FIG. 5.8). Essendo il profilo sismico M31 posto praticamente in linea con il modello D2-A (Fig. 4.15), quest'ultimo è stato utilizzato come campo di velocità per la parte a terra.

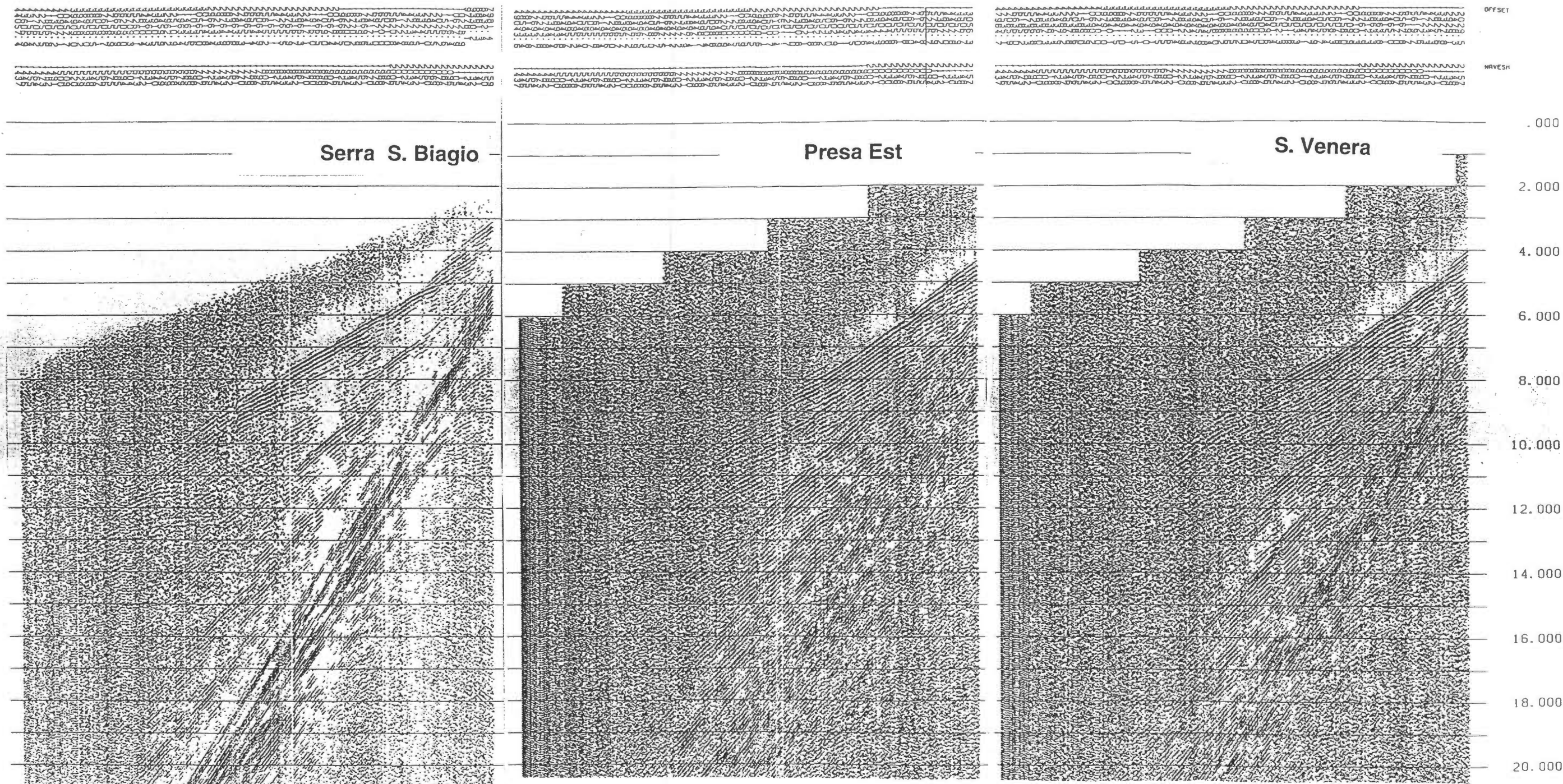


Fig. 5.9:
 Dati terra-mare, registrati da tre stazioni sismologiche poste sul versante settentrionale dell'Etna, utilizzati per l'inversione degli scoppi effettuati lungo la linea M31.

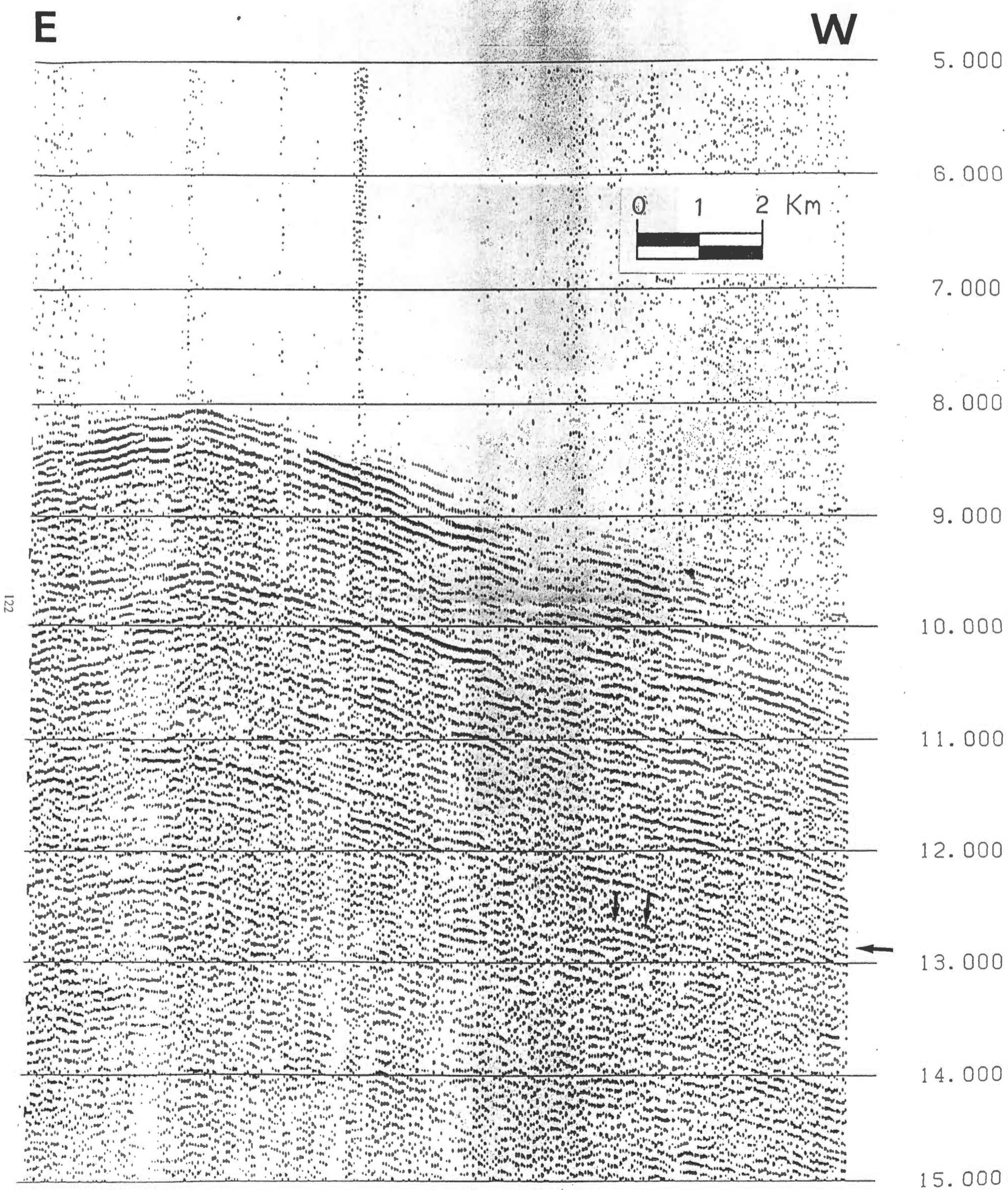


Fig. 5.10:
 Registrazione dello scoppio effettuato all'incrocio tra la M31 e la EEbis da parte dello stendimento
 multicanale posto sul versante settentrionale dell'Etna. Le frecce indicano gli arrivi riflessi più
 profondi in Fig. 5.13.

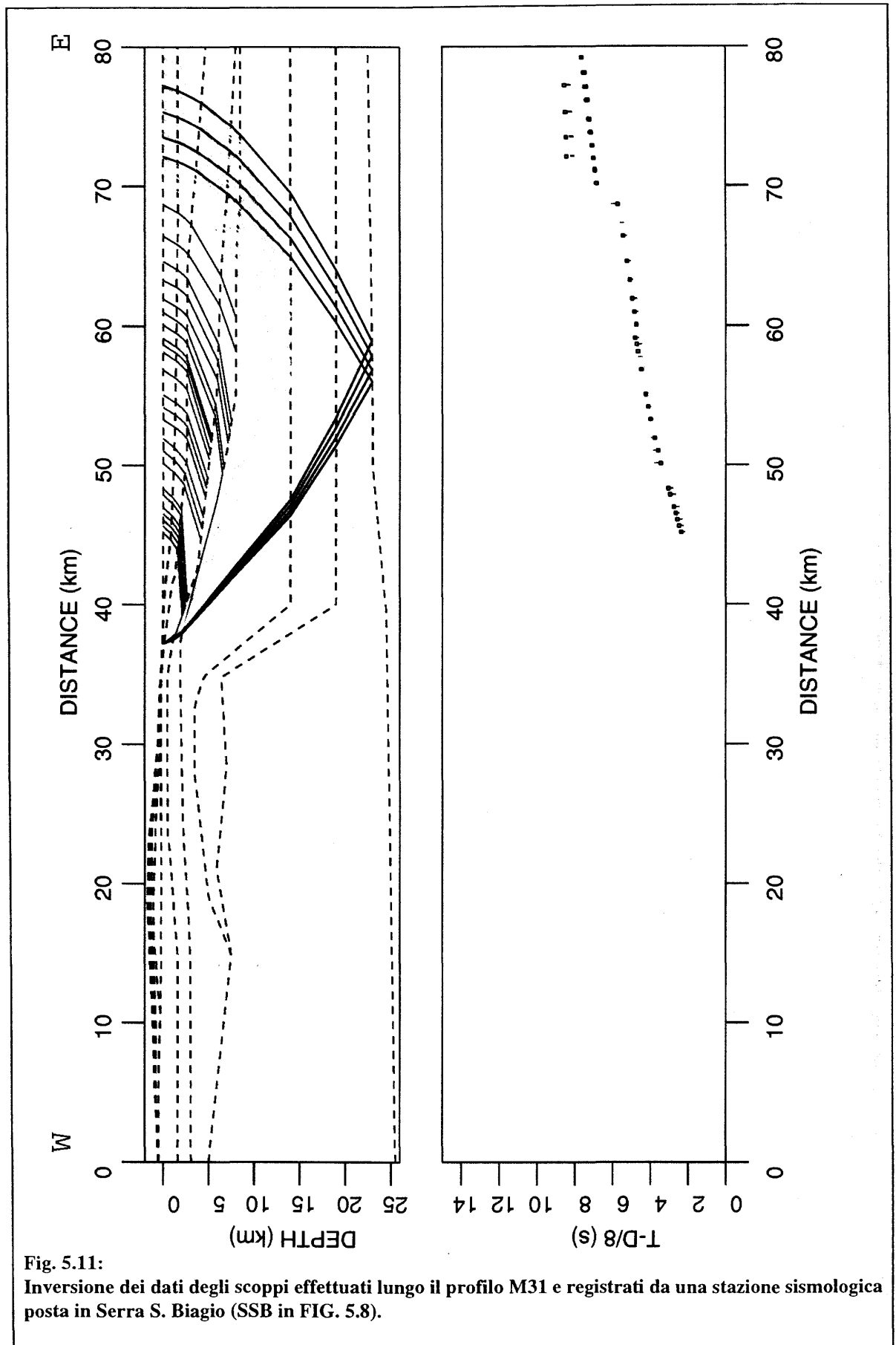


Fig. 5.11: Inversione dei dati degli scoppi effettuati lungo il profilo M31 e registrati da una stazione sismologica posta in Serra S. Biagio (SSB in FIG. 5.8).

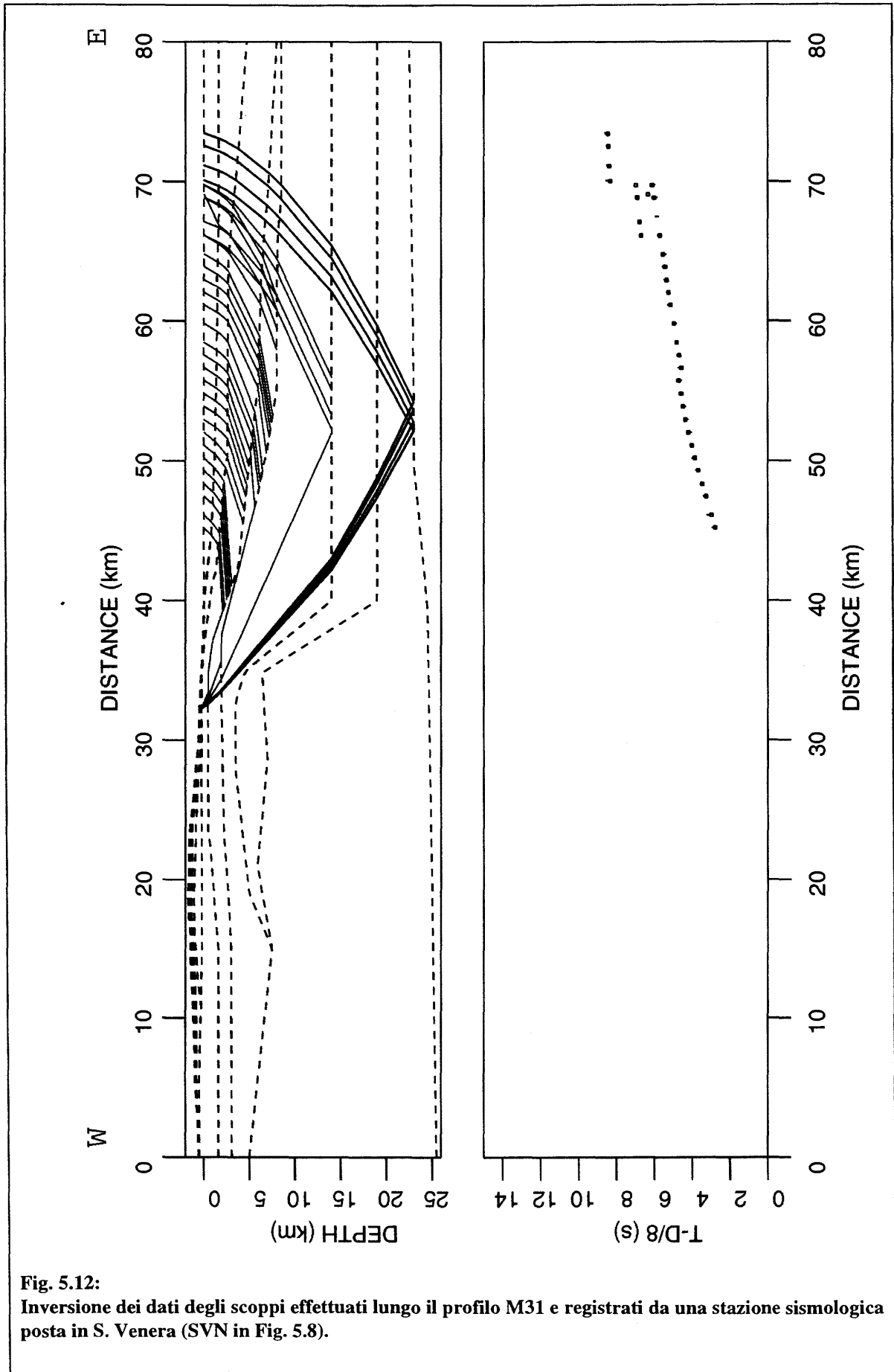
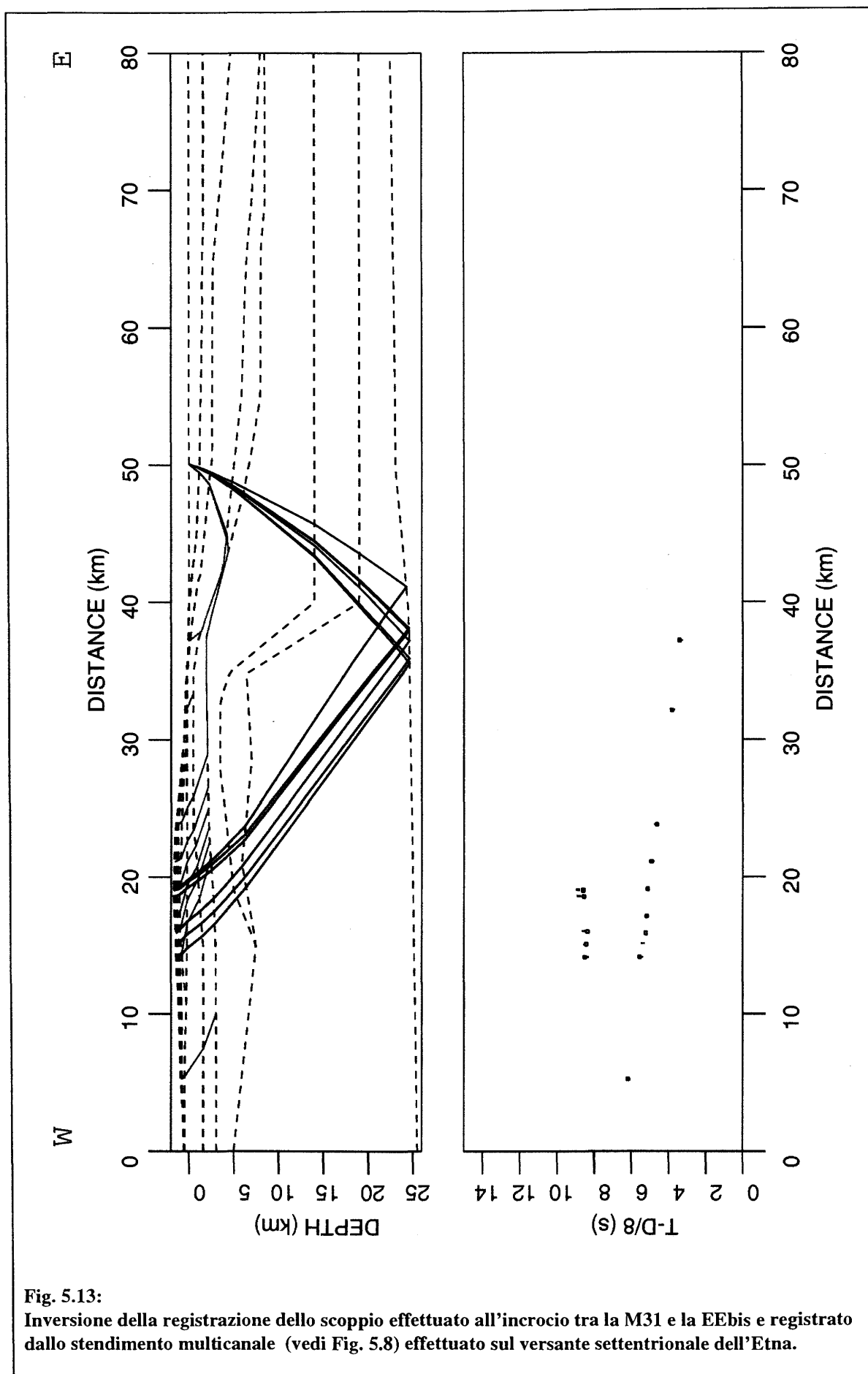


Fig. 5.12:
Inversione dei dati degli scoppi effettuati lungo il profilo M31 e registrati da una stazione sismologica posta in S. Venera (SVN in Fig. 5.8).



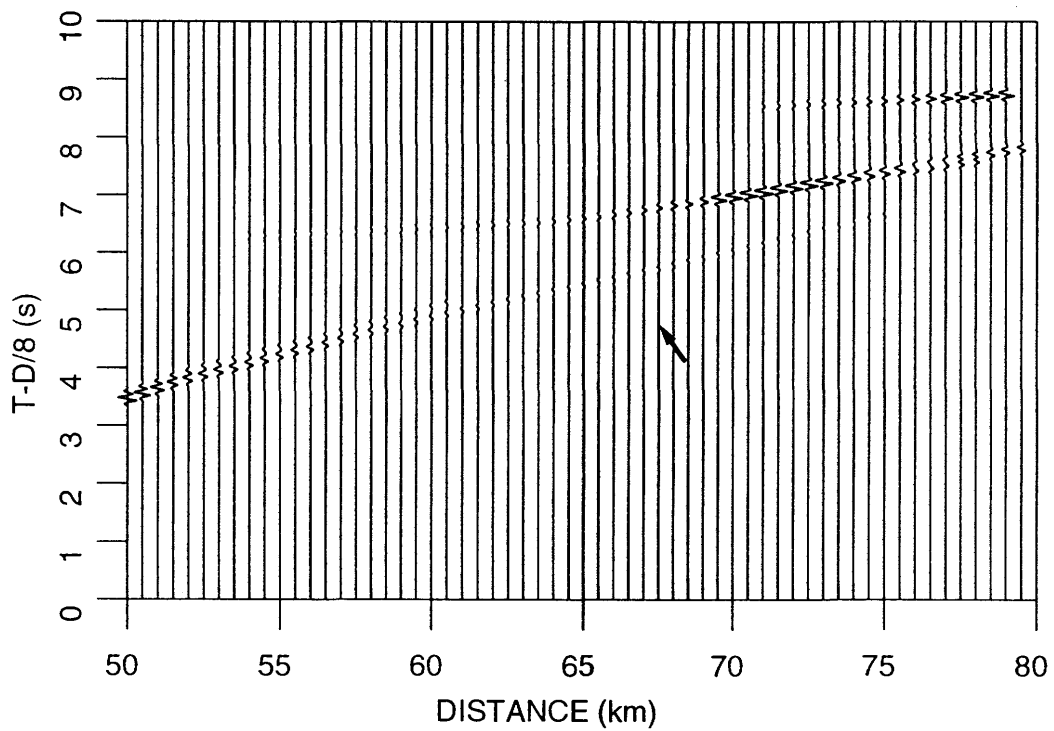
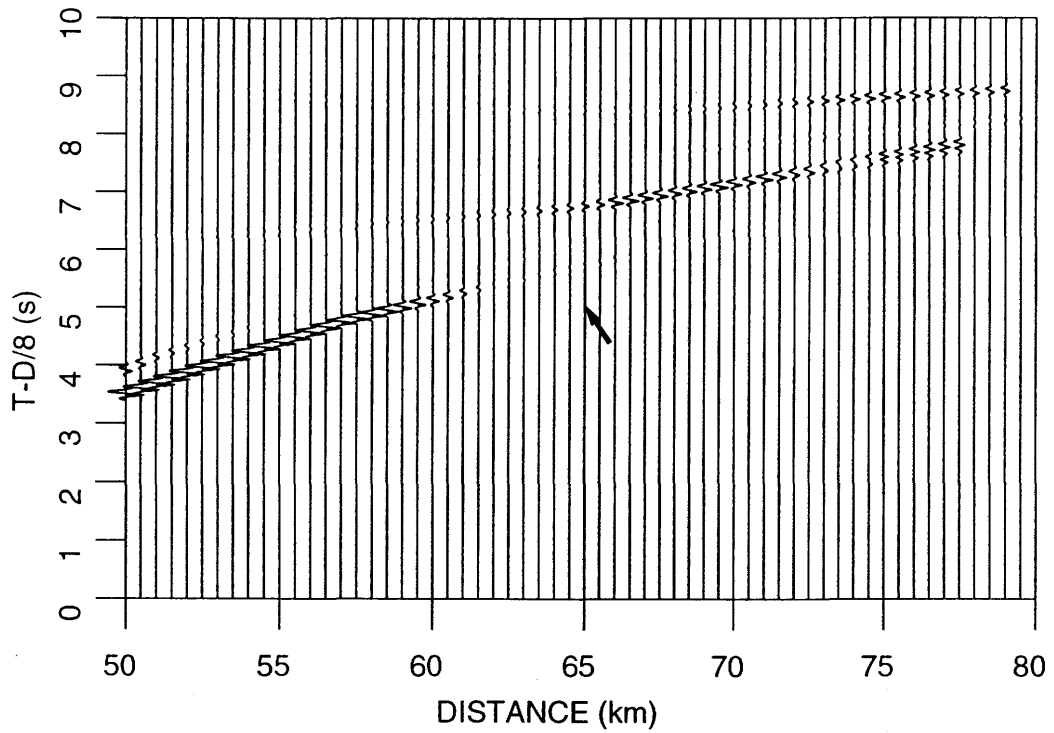
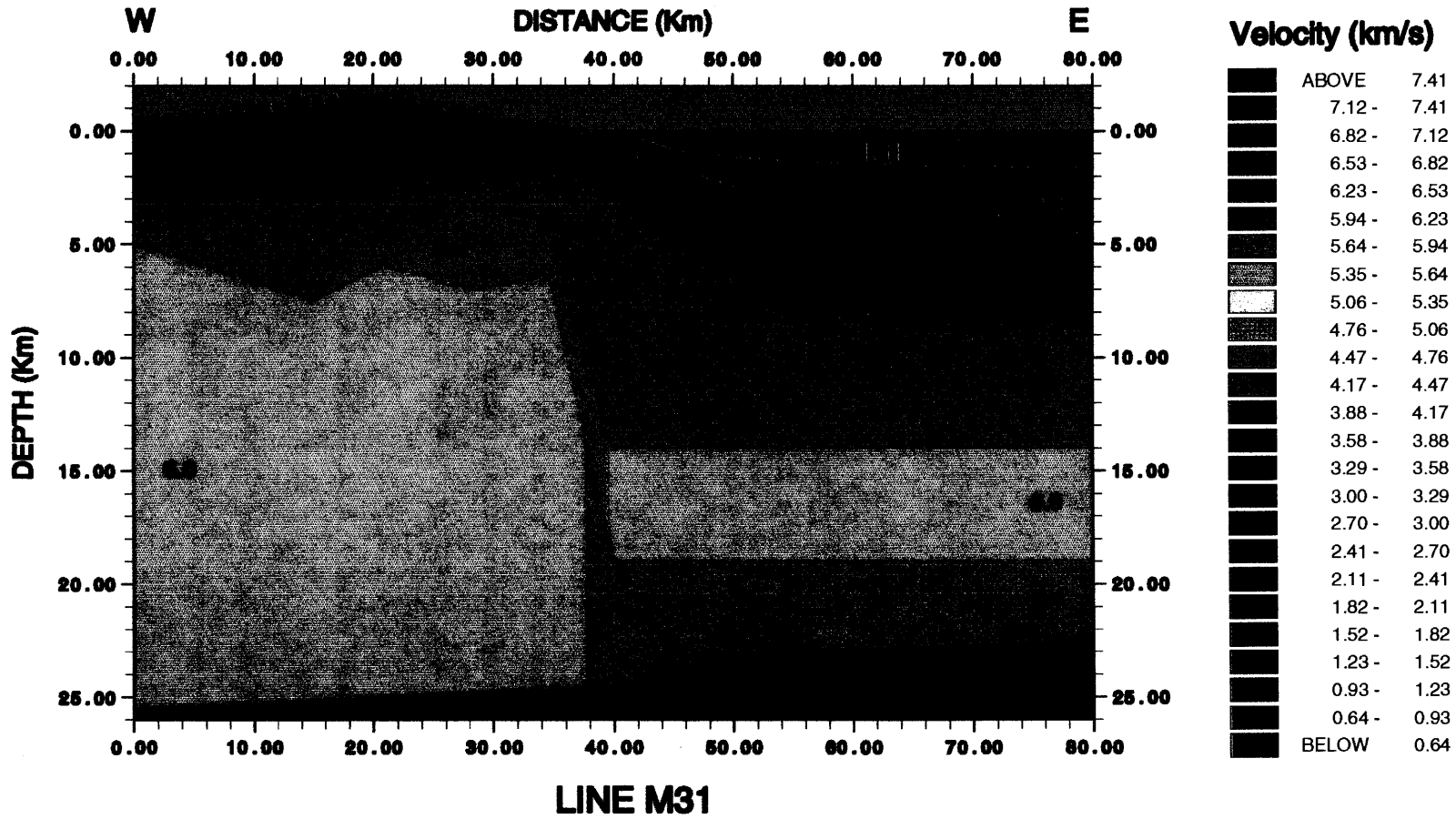


Fig. 5.14:
 Sismogrammi sintetici ottenuti dall'inversione delle registrazioni in S.S. Biagio (SSB) e Presa (PRS) degli scoppi effettuati lungo la linea M31. Le frecce indicano la zona in cui i primi arrivi tendono a scomparire, analogamente a quanto avviene nella rappresentazione dei dati osservati in figura 5.9.

Fig. 5.14.A:
Modello di velocità del profilo D2 (Bronte) -M31.



Le Fig. 5.11, 5.12 e 5.13 mostrano il ray-tracing del modello finale che evidenzia il buon accordo tra i dati osservati e quelli calcolati. Va sottolineato che il modello finale, oltre agli arrivi dei quattro scoppi qui rappresentati, è in accordo anche gli scoppi D2 e A effettuati a terra e discussi nel capitolo precedente.

I risultati possono essere così schematizzati:

→ la modellizzazione dello scoppio della EEBis all'incrocio con la M31 ha permesso di confermare il modello ottenuto per il profilo D2-A e di coprire, relativamente alla discontinuità con velocità pari a 4.9 km/s, anche la zona centrale (nel modello D2-A tra i chilometri 19 e 23) non coperta dall'analisi degli arrivi dagli scoppi effettuati a terra,

→ la necessità di un notevole approfondimento della discontinuità con velocità pari a 6 km/s in prossimità della costa, è dovuto all'esigenza di evitare arrivi precedenti ai primi arrivi registrati lungo lo stendimento multicanale.

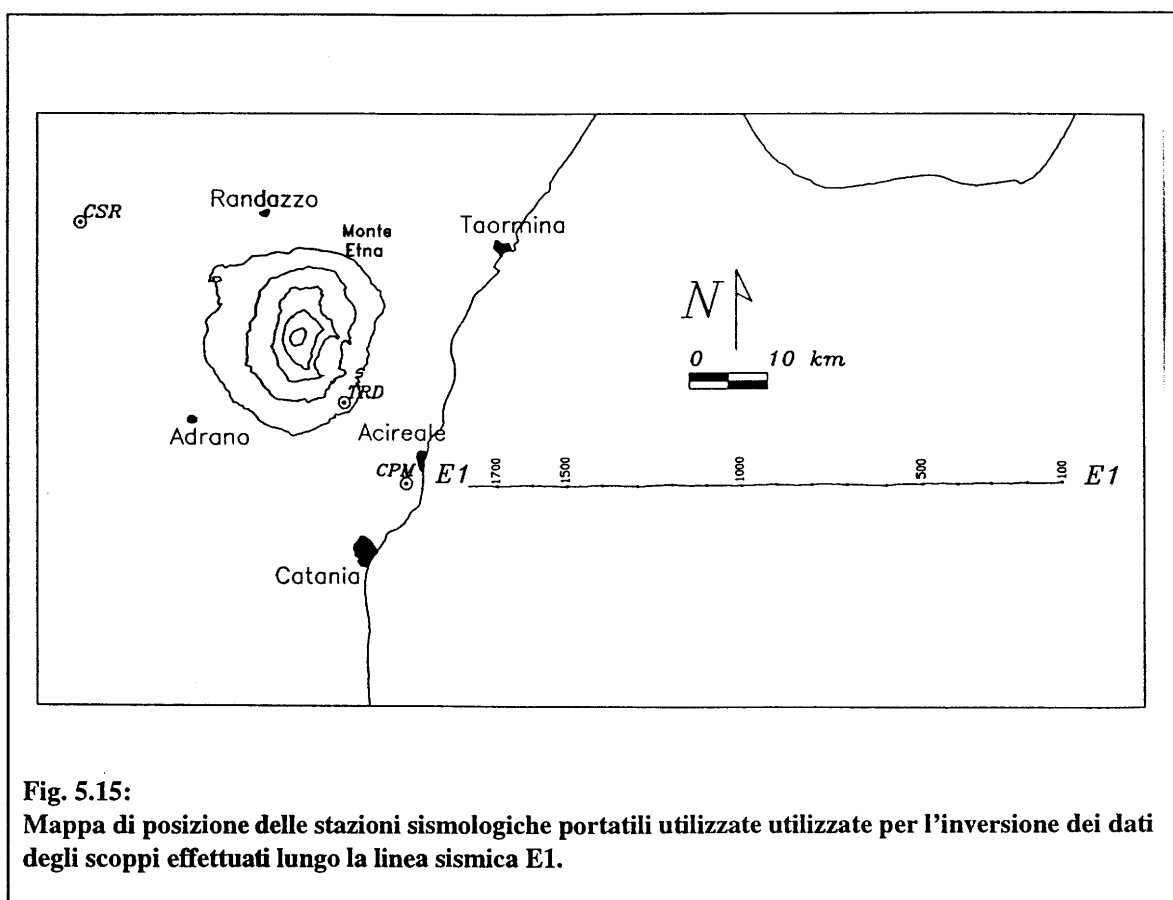
→ la costruzione di un modello, tramite gli scoppi effettuati lungo la linea M31, che si prolunga dallo scoppio D2 fino all'*offshore* ionico, ha fornito informazioni anche sulla fascia in prossimità della costa, solitamente non investigabile,

→ la modellizzazione in mare delle strutture più profonde, ha indentificato la discontinuità crosta-mantello. La profondità ottenuta è in accordo con la profondità della discontinuità crosta-mantello ottenuta dall'interpretazione delle linee sismiche a riflessione verticale (vedi capitolo sesto)

E' da sottolineare inoltre che l'analisi dei sismogrammi sintetici (figura 5.14) risulta particolarmente interessante, poichè riproduce, tra i chilometri 60 e 70 del modello, l'attenuazione dei primi arrivi e la comparsa di eventi riflessi da strati più profondi. Ciò è riscontrabile anche nei dati osservati dalle tre stazioni sismologiche della Fig. 5.9.

5.3.2 Modellizzazione dei dati terramare della linea E1

La modellizzazione della linea E1 è stata eseguita utilizzando i dati registrati da due stazioni sismologiche poste rispettivamente sul versante SE (Tarderia-TRD) e a NW (Cesarò-CSR) dell'Etna (Fig. 5.15). Una condizione di errore deriva sicuramente dal fatto che le due stazioni non sono in linea con il profilo E1, per cui, quello che è stato modellato come un profilo continuo, è in realtà un *fan*. Il modello è stato costruito riportando le stazioni in linea con la sezione sismica E1, attraverso un arco di circonferenza con raggio pari alla distanza tra lo scoppio più vicino alla costa e la stazione, e centro sullo scoppio stesso. Nel modello la distanza X tra la stazione e lo scoppio risulta essere esatta solo per lo scoppio più vicino, mentre si ha un aumento dell'errore all'aumentare della distanza dello scoppio (questo vale per le distanze prese in esame, perchè per



distanze tendenti ad infinito l'errore tende a zero). Per eliminare tale errore è stata calcolata la differenza, per ogni arrivo esaminato, tra la distanza reale e quella nel modello. Questa informazione ha permesso di posizionare l'arrivo nella posizione corretta nel modello. Ai tempi di arrivo, dato che la X del modello risulta ovviamente maggiore di quella reale, è stato aggiunto un valore t_x così calcolato:

$$t_x = \frac{\Delta X}{V}$$

in cui il numeratore è la differenza tra la distanza reale e quella nel modello di uno scoppio dalla stazione sismologica, e il denominatore è la velocità dell'interfaccia lungo cui corre l'onda rifratta. Questa correzione nella posizione degli eventi considerati ha permesso di utilizzare il reale campo di velocità e la geometria, per gli strati attraversati dalla risalita dei raggi, ricavati dalla interpretazione della linea a riflessione E1.

Il modello delle strutture superficiali a terra (fino alla discontinuità con velocità pari a 6.0 km/s) è stato ricavato dai modelli tridimensionali di tali discontinuità, ottenuti dalla modellizzazione dei profili sismici descritta nel capitolo 4. L'interpretazione e l'analisi delle velocità di *stack* della linea sismica E1, hanno fornito le informazioni per la costruzione del modello iniziale della parte a mare.

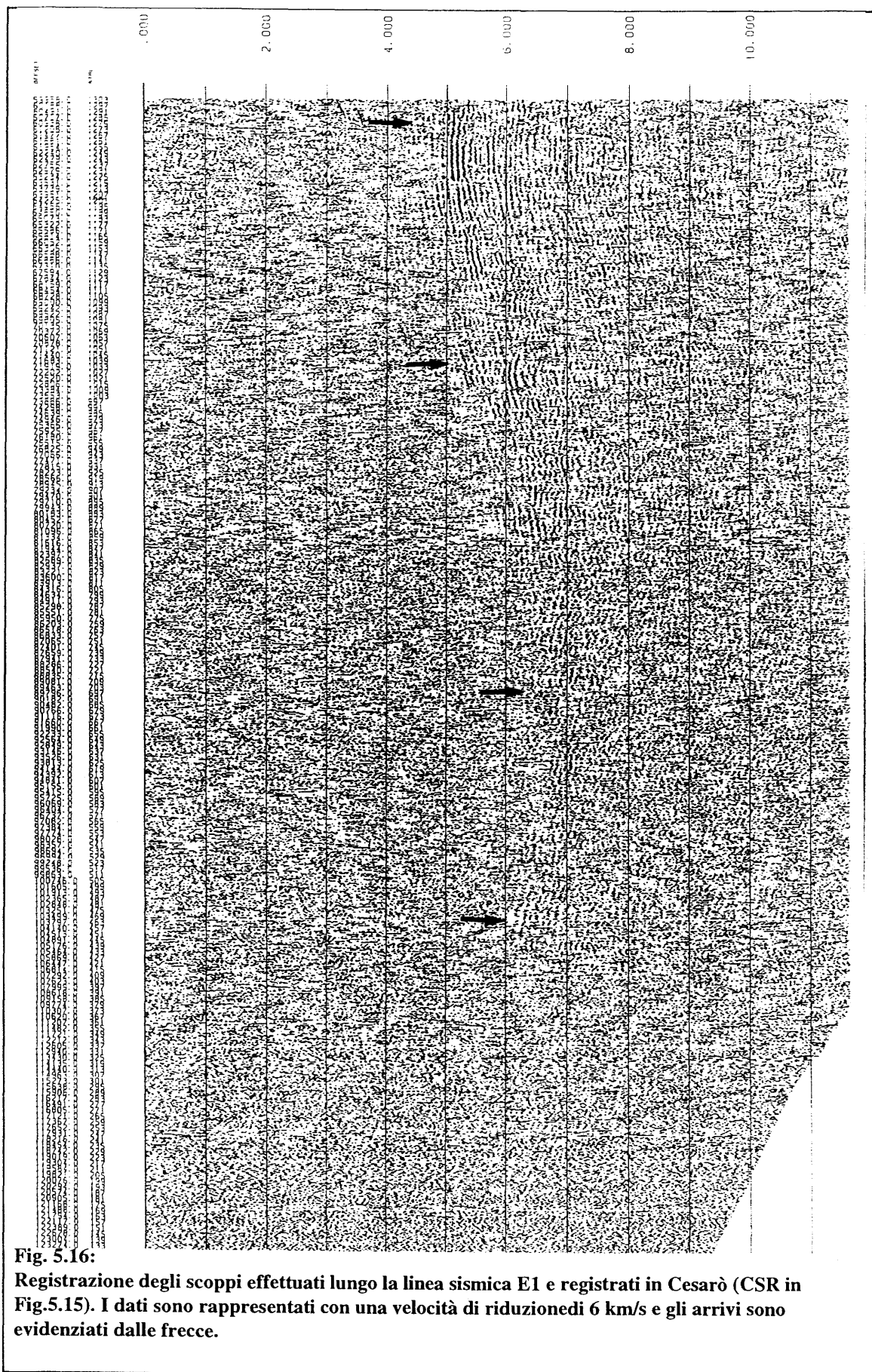


Fig. 5.16:
Registrazione degli scoppi effettuati lungo la linea sismica E1 e registrati in Cesarò (CSR in Fig.5.15). I dati sono rappresentati con una velocità di riduzione di 6 km/s e gli arrivi sono evidenziati dalle frecce.

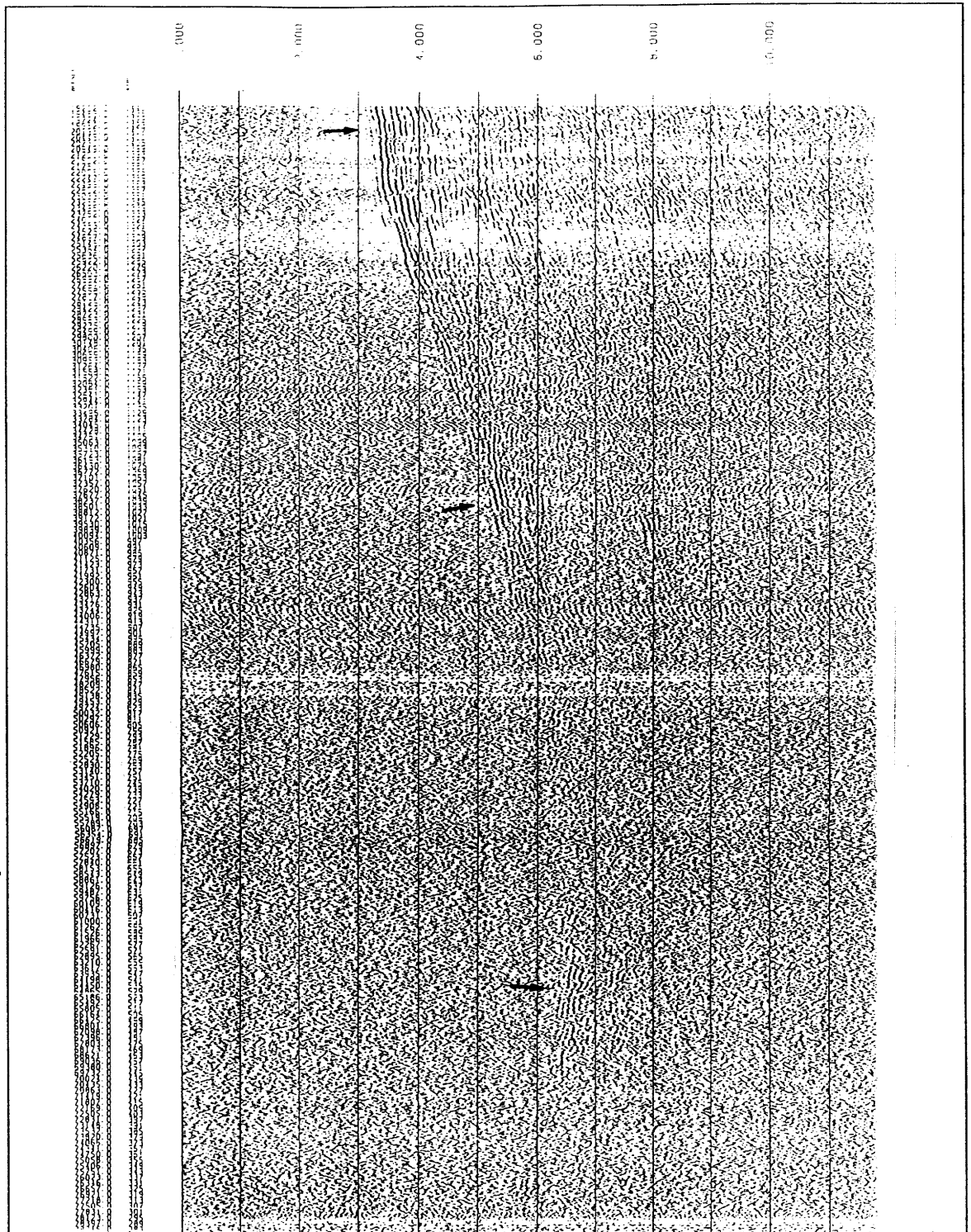


Fig. 5.17:
 Registrazione degli scoppi effettuati lungo la linea sismica E1 e registrati dalla stazione sismologica posta in Tarderìa (in prossimità della Valle del Bove-TRD in Fig. 5.15). I dati sono rappresentati con una velocità di riduzione di 6 km/s. Le frecce evidenziano gli arrivi degli scoppi.

L'analisi dei dati (Fig. 5.16 e 5.17) evidenzia come in questo caso si riescono ad identificare arrivi fino ad oltre 100 km, a differenza della linea M31. Ciò è sicuramente attribuibile all'utilizzo, in quest'ultima linea sismica, della sorgente *single bubble*. Un' ulteriore causa è senz'altro imputabile alla maggior influenza, nelle linee più settentrionali, dei depositi del Fronte

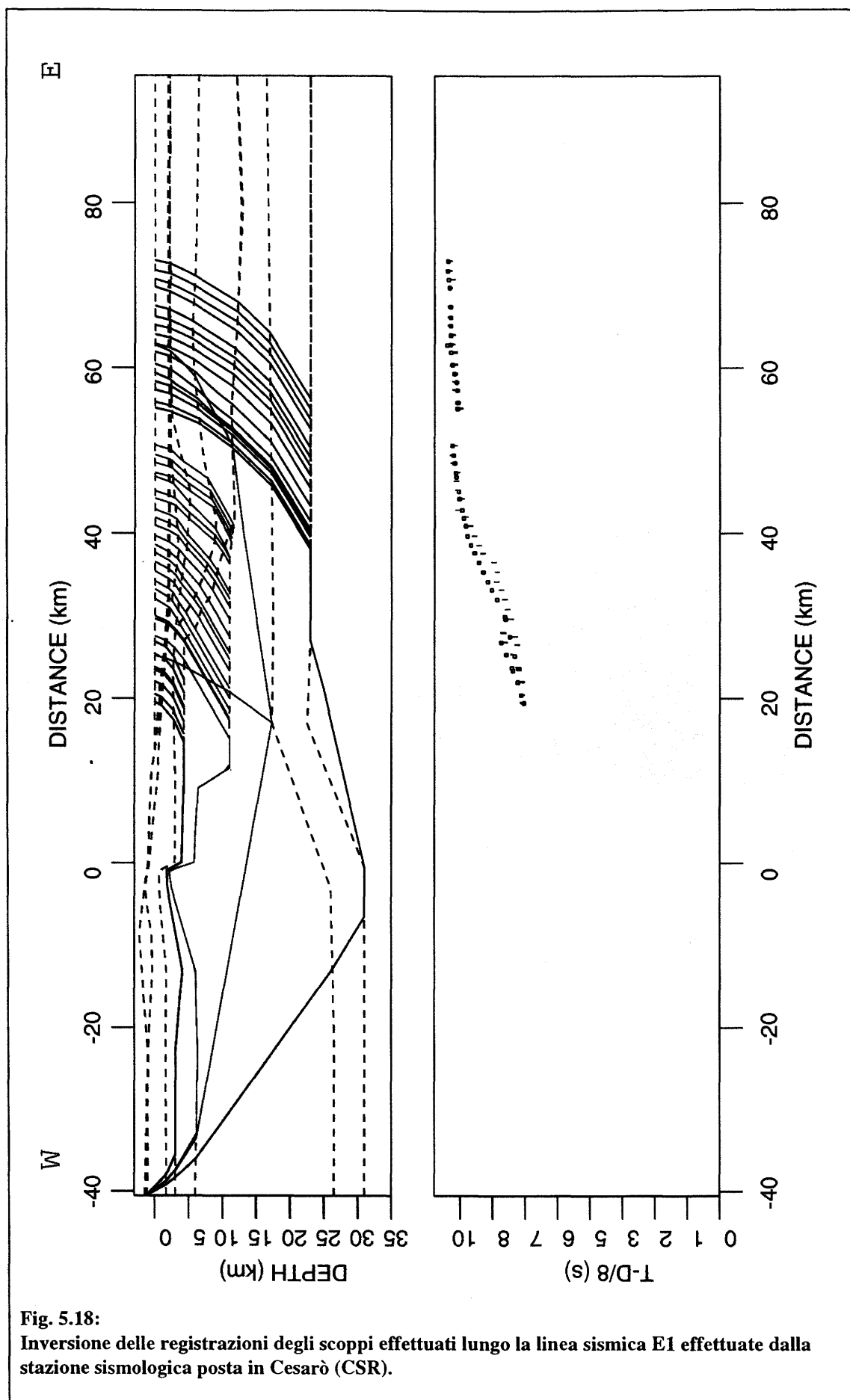
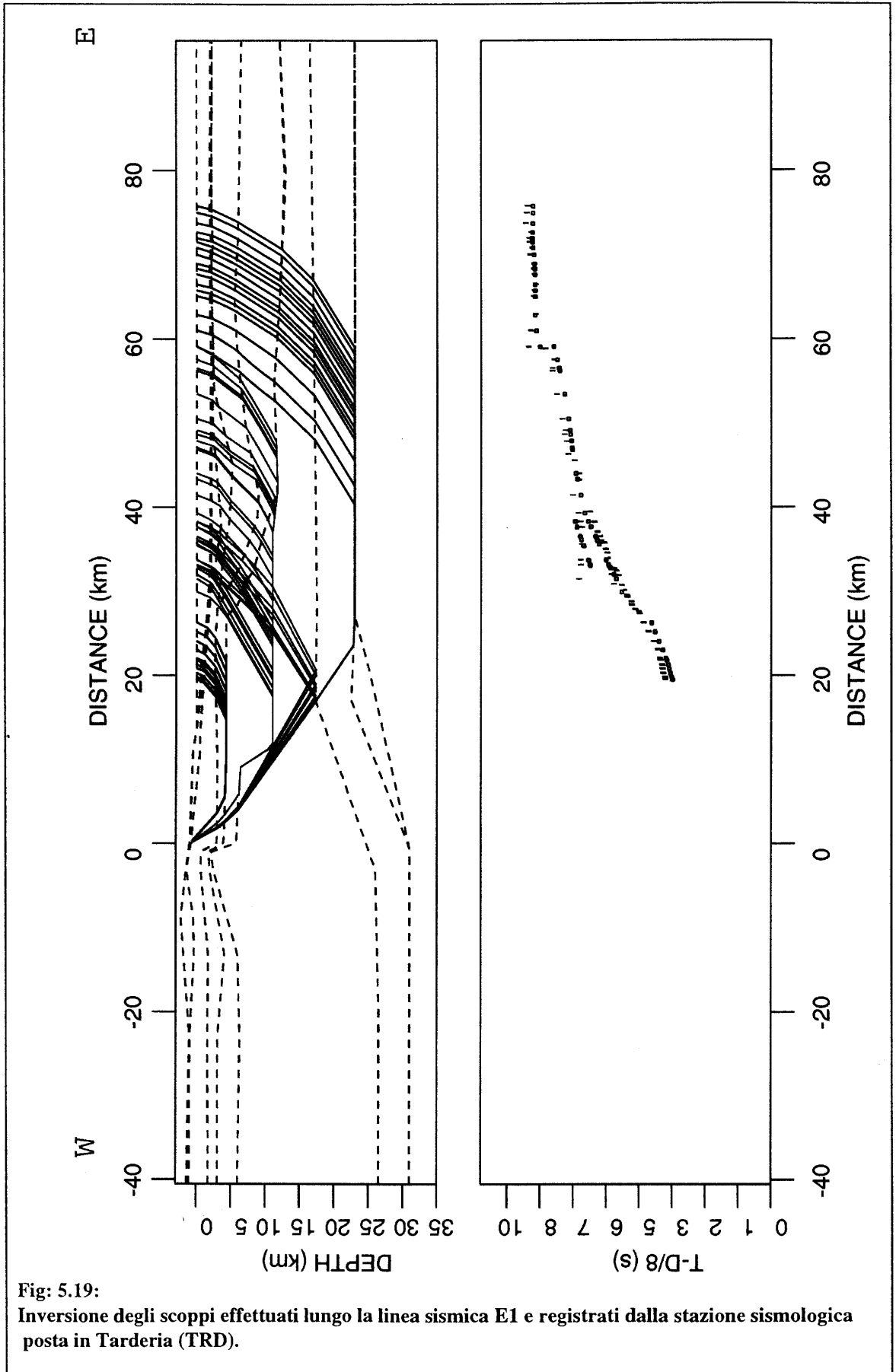


Fig. 5.18:
Inversione delle registrazioni degli scoppi effettuati lungo la linea sismica E1 effettuate dalla stazione sismologica posta in Cesarò (CSR).



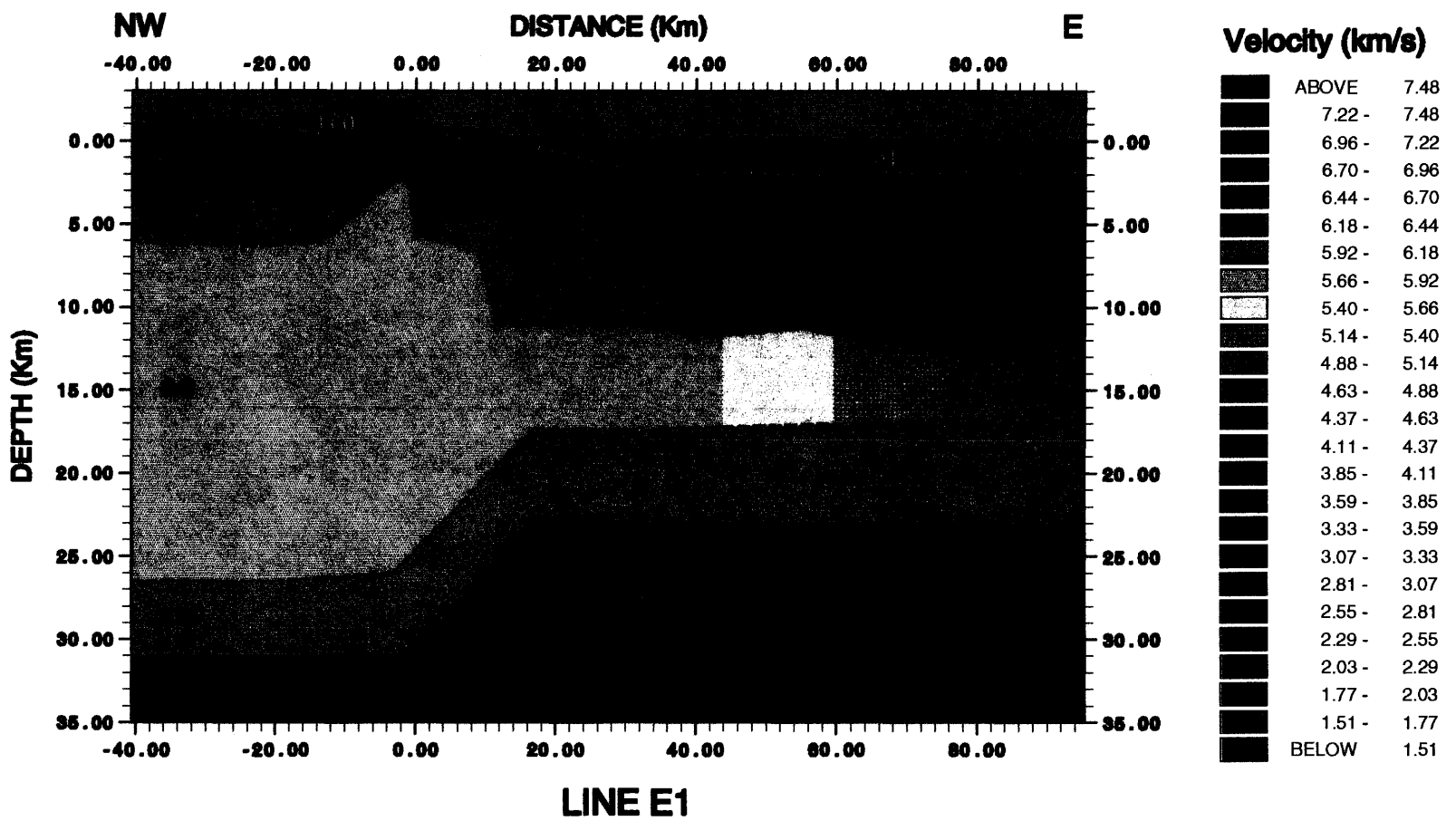


Fig: 5.19.A:
Modello di velocità ottenuto dalla modellizzazione degli scoppi effettuati lungo la linea sismica E1.

Magrebide-Peloritano, le cui strutture ivi più caotiche determinano fenomeni di dispersione dell'energia e quindi una diminuzione dell'ampiezza del segnale utile.

Il *ray-tracing* del modello finale (vedi Fig. 5.18 e 5.19) evidenzia il buon accordo tra i dati osservati e quelli calcolati dal modello, in particolar modo per quanto riguarda gli arrivi più profondi. I punti principali evidenziati dal modello sono:

- la conferma della bontà della modellizzazione delle strutture ottenute dagli scoppi effettuati a terra, che ha permesso di ottenere buoni risultati per gli arrivi più vicini;
- la risalita, in mare, della discontinuità con velocità pari a 6.0 km/s rispetto alla linea M31. Infatti a qualche decina di km dalla costa, nel modello della linea E1 la profondità di tale discontinuità è di circa 11 km mentre nel modello della linea M31 risulta essere di circa 14 km. L'inclinazione verso N di tale discontinuità risulta quindi essere di circa 8°;
- la modellizzazione delle strutture più profonde della crosta (discontinuità di Moho) risulta essere, per la parte a mare, in accordo con quanto interpretato nella linea sismica a riflessione E1 e posta ad una profondità leggermente inferiore a quella determinata dalla modellizzazione della linea M31;
- è stato possibile determinare l'andamento della discontinuità di Moho anche sotto l'edificio vulcanico. Esso evidenzia un suo brusco approfondimento, nella parte a terra ed immediatamente ad Ovest della linea di costa, di circa 8-9 km. Va sottolineato inoltre che la modellizzazione per la discontinuità crosta-mantello è stata effettuata fino al chilometro 60 della figura 5.19.A.

5.3.3 Modellizzazione dei dati terra-mare della linea E2

La modellizzazione dei dati terra-mare degli scoppi effettuati lungo la linea sismica E2 è stata effettuata utilizzando la registrazione di una stazione sismologica portatile (Bivio Iazzotto-BVZ) posta praticamente in linea (vedi Fig. 5.20).

Il modello iniziale è stato costruito utilizzando le informazioni sulla geometria e sulle velocità di *stack* della linea E2 per la parte a mare, mentre per la parte a terra le geometrie e le velocità sono state estrapolate dalle informazioni ottenute poco più a N dagli scoppi effettuati a terra e dalle numerose informazioni ottenibili dalle perforazioni effettuate nell'area. L'analisi dei dati (vedi Fig. 5.21) ha consentito, grazie all'applicazione di un filtro di coerenza, di riconoscere e quindi effettuare la modellizzazione di eventi rifratti con velocità pari a 8.0 km/s (discontinuità crosta-mantello).

Il *ray-tracing* del modello finale evidenzia anche in questo caso il buon accordo tra i dati reali e quelli calcolati dal programma (vedi Fig. 5.22), e in particolar modo si può osservare:

→ un'ulteriore risalita verso S della discontinuità con velocità di 6.0 km/s, anche se la differenza in profondità con il modello della linea E1 comporta, tra le due linee sismiche, una minore inclinazione dell'immersione verso N e pari circa a 6°;

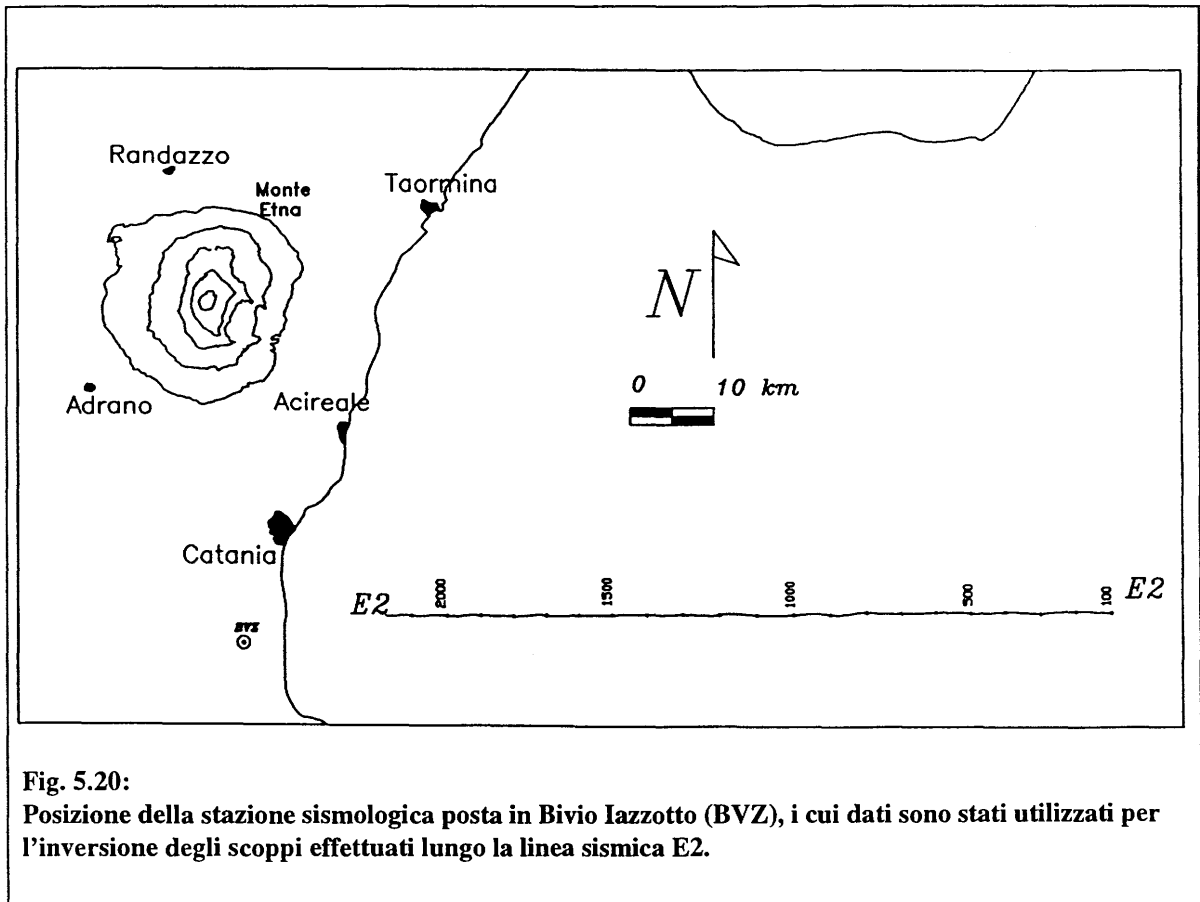


Fig. 5.20:
Posizione della stazione sismologica posta in Bivio Iazzotto (BVZ), i cui dati sono stati utilizzati per l'inversione degli scoppi effettuati lungo la linea sismica E2.

→ un deciso innarcamento della discontinuità crosta-mantello verso il centro della linea E2 minima, riscontrata ad una profondità attorno ai 19 km.

Va inoltre sottolineato come anche in questo caso esista un buon accordo tra il modello ottenuto dal *ray-tracing* e l'interpretazione della linea sismica multic canale E2.

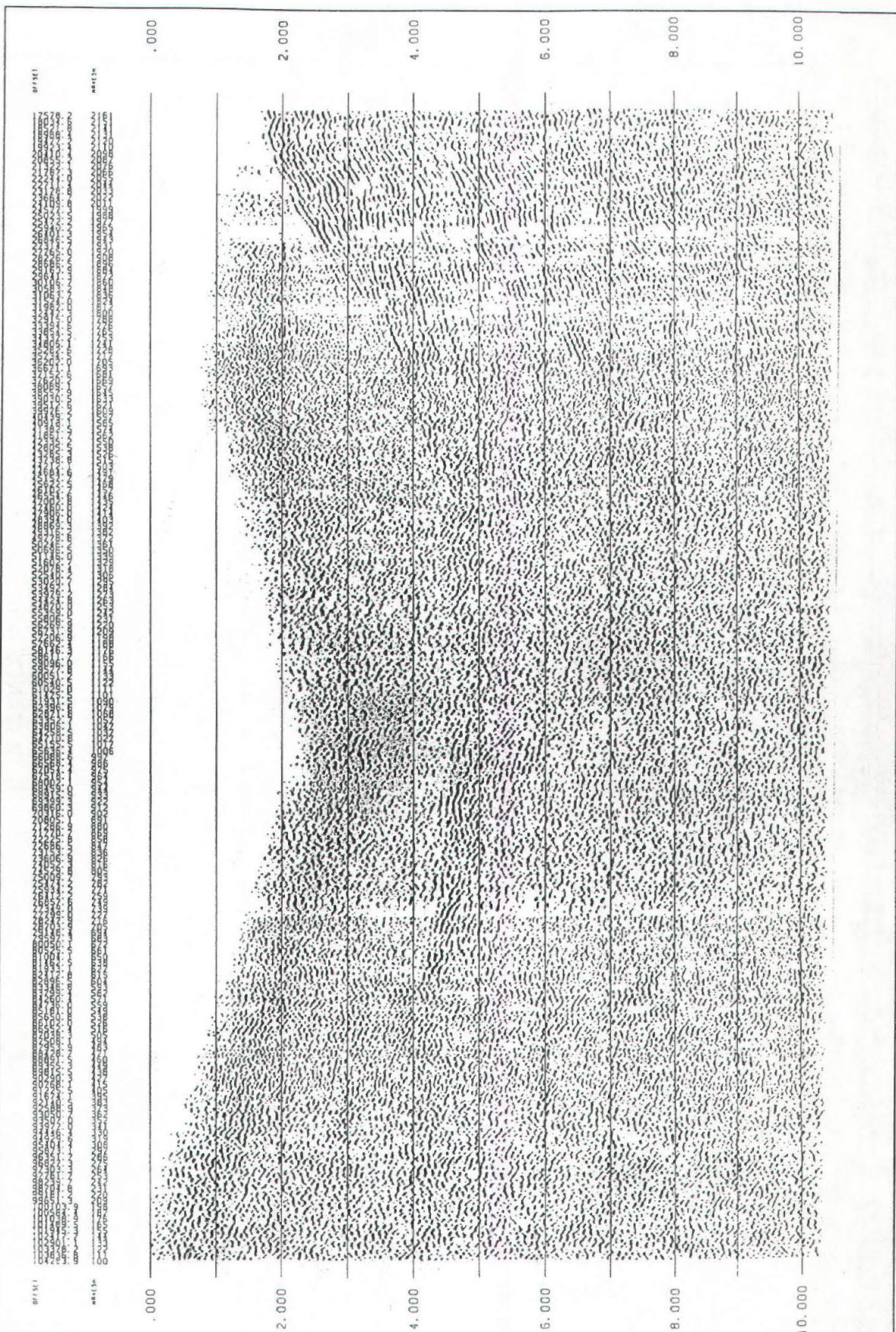


Fig. 5.21:
 Registrazione degli scoppi effettuati lungo al linea sismica E2 da parte della stazione sismologica
 posta in Bivio Iazzotto (BVZ in Fig. 5.20).

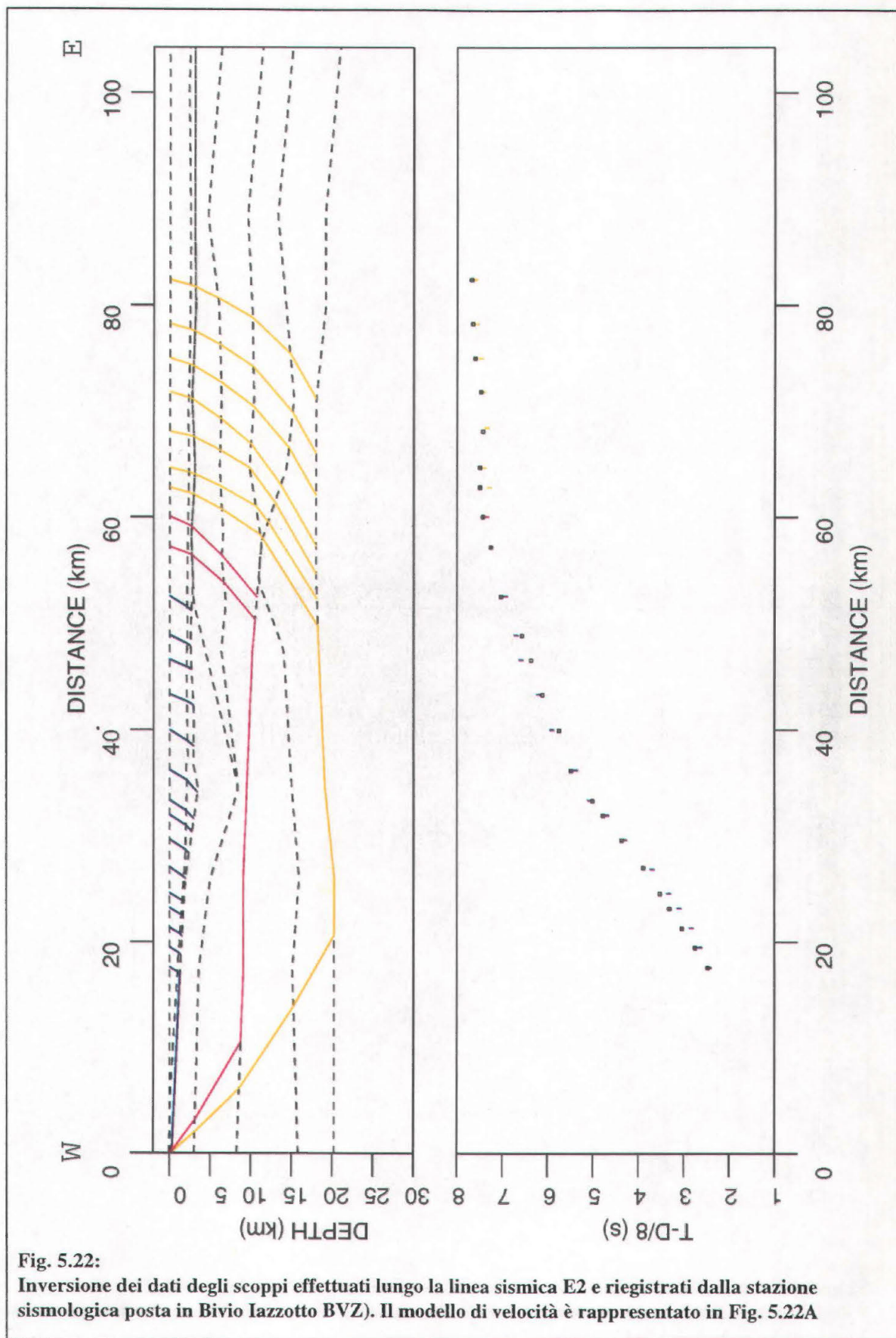
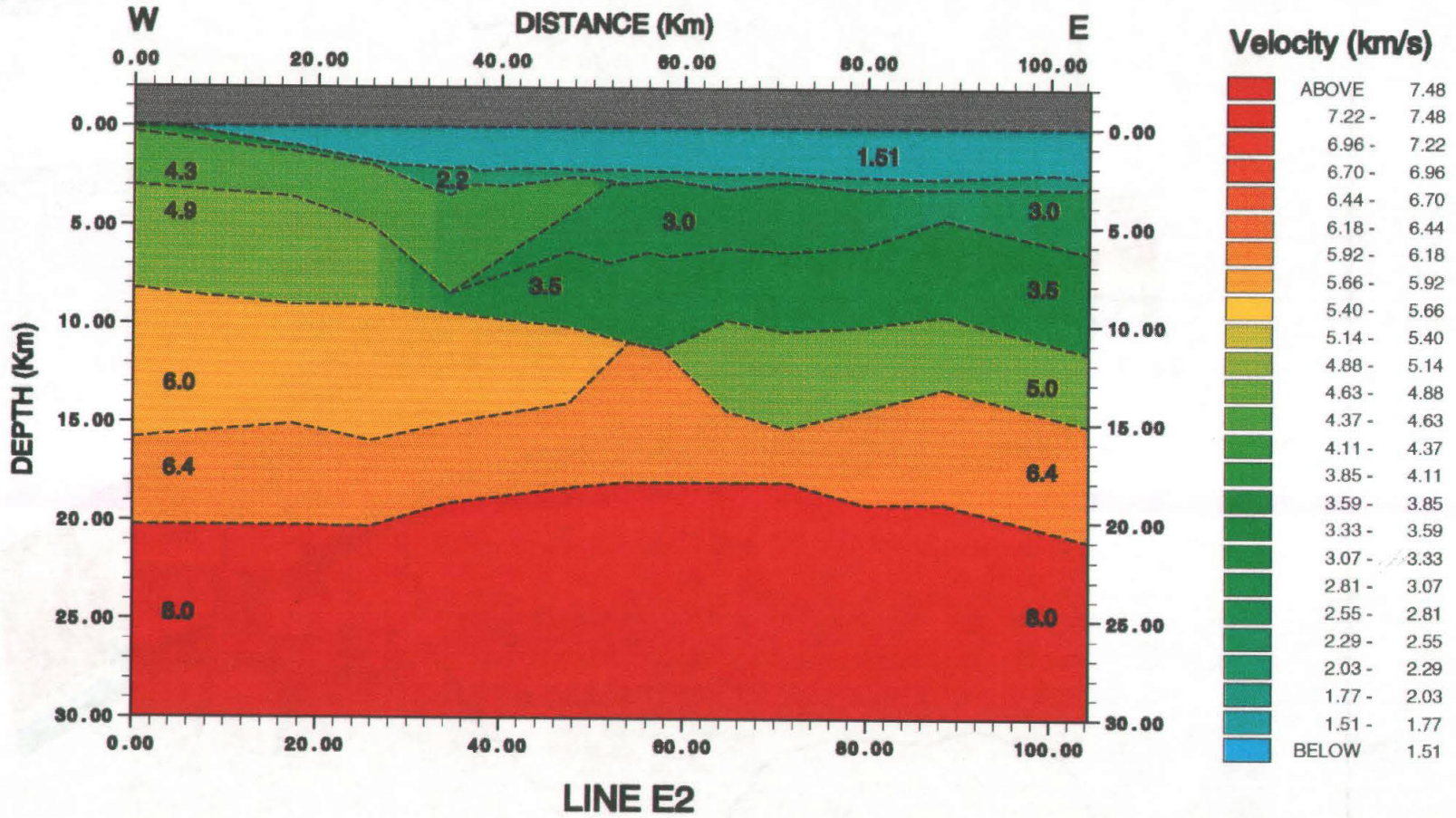


Fig. 5.22: Inversione dei dati degli scoppi effettuati lungo la linea sismica E2 e registrati dalla stazione sismologica posta in Bivio Iazzotto BVZ). Il modello di velocità è rappresentato in Fig. 5.22A

Fig. 5.22.A:
 Modello ottenuto dagli scoppi effettuati lungo la line multicannale E2 e registrati in Bivio Lazotto (BVZ).



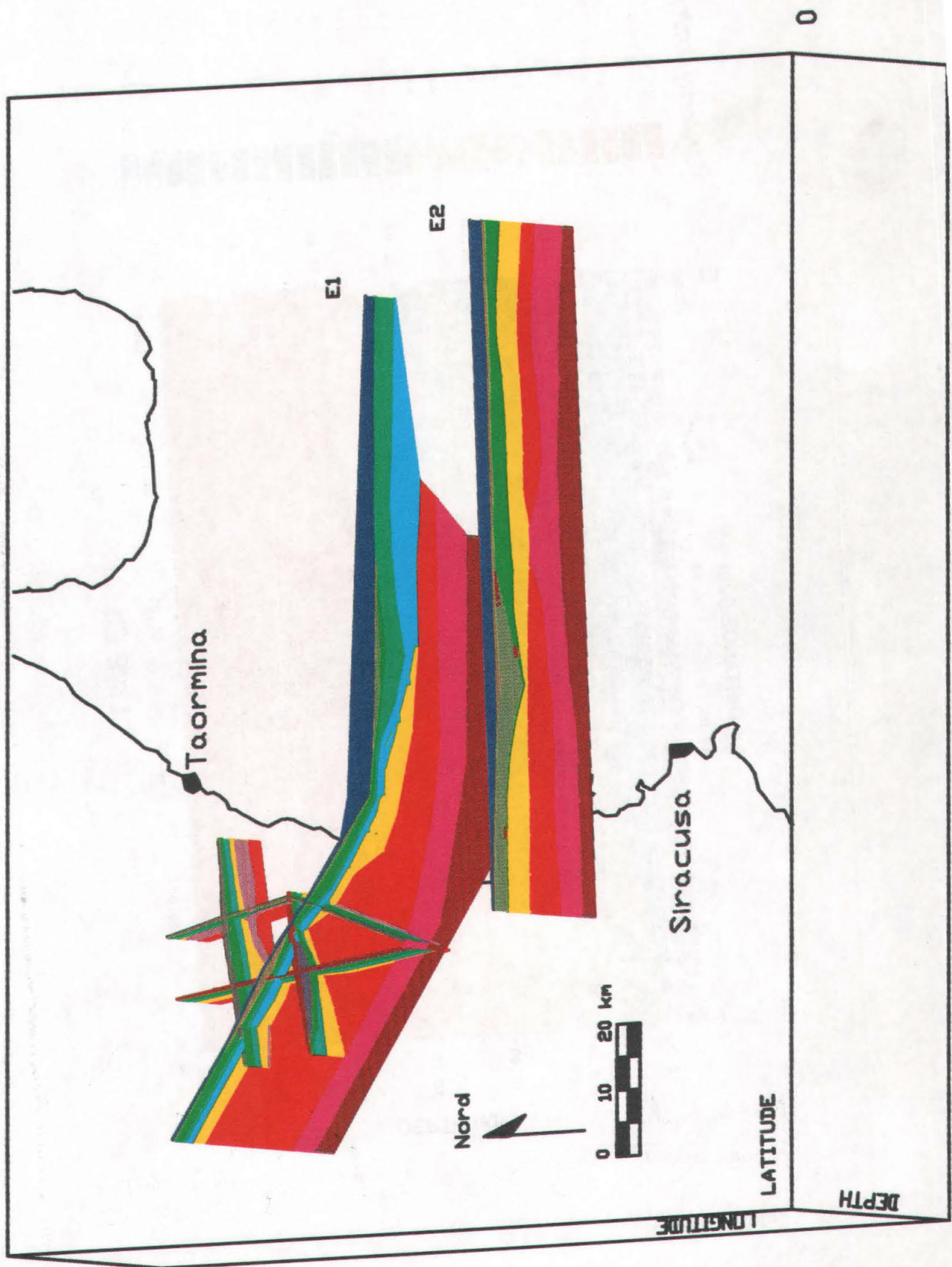


Fig. 5.23:
Fence diagram dei modelli terramare delle linee E1 ed E2 e di quelli determinati a terra.

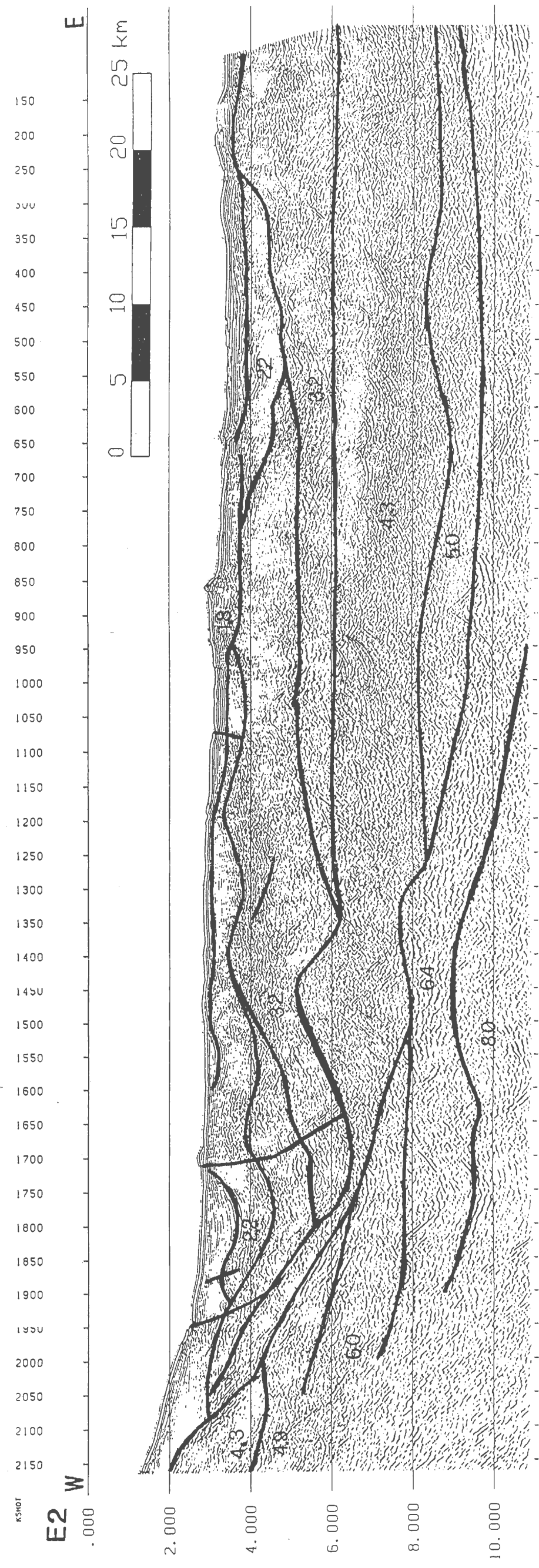
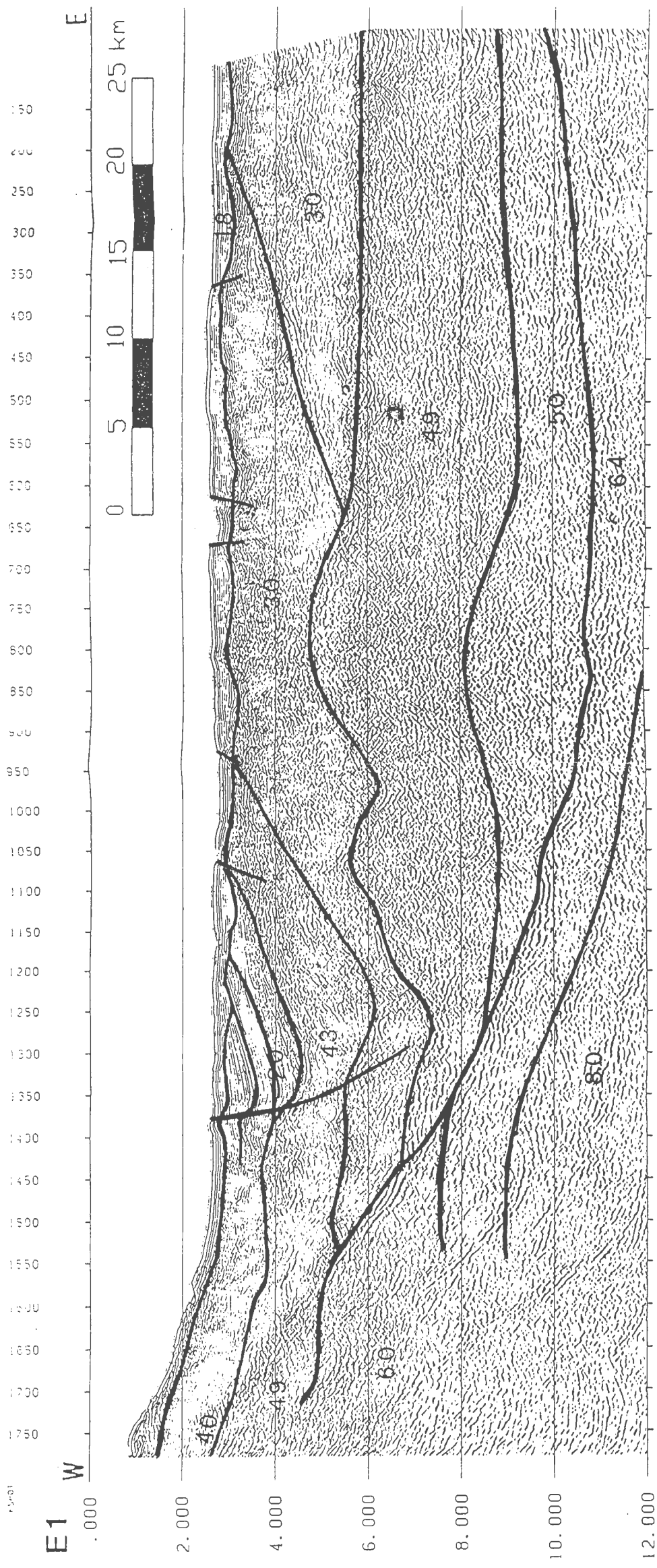


Fig. 5.24
Blocchi di velocità delle linee sismiche multicanale E1 ed E2.

6. ANALISI E DISCUSSIONE DEI RISULTATI

L'utilizzo delle diverse tecniche di investigazione sismica, illustrate nei tre capitoli precedenti ha consentito di ottenere importanti informazioni sia sulle strutture superficiali dell'edificio vulcanico che su quelle sedimentarie del basamento. Con l'utilizzo di dati terra-mare e della sorgente sismica *single-bubble* (SINBUS) centrata sulle basse frequenze è stato possibile determinare anche le strutture più profonde della crosta terrestre.

Dall'analisi e interpretazione delle linee sismiche multicanale sono stati inoltre ricavati i principali allineamenti tettonici presenti nell'off-shore ionico. Tali informazioni rappresentano un contributo per la comprensione della geodinamica dell'area.

6.1 Evidenze tettoniche determinate dall'analisi delle linee sismiche multicanale effettuate in mare.

I dati sismici della campagna MEDEE e ETNASEIS, unitamente a linee sismiche di campagne precedenti, (linee MS acquisite dall' O.G.S. e le linee J/89) hanno consentito di ottenere informazioni sull'attività neotettonica dell'off-shore ionico della Sicilia.

I profili sismici documentano, su scala regionale, la presenza di *halfgraben* nelle strutture sedimentarie superficiali limitati nel settore occidentale da faglie normali con inclinazione verso Est. Le faglie mappate più vicine alla costa sono facilmente associabili alle faglie delle Timpe rilevate sul versante orientale dell'Etna e descritte nel capitolo riguardante l'inquadramento geologico (Hirn et al., 1997).

La faglia F3 (vedi Fig. 6.1) è definita per 8 km da tre profili che la attraversano. Il suo prolungamento permette di correlarla con la Timpa di S. Leonardello, presentante lo stesso andamento. La faglia F4 presenta una direzione conforme a quella della faglia F3. Lungo i profili E5, E2 e E6 essa provoca delle "dislocazioni" nei sedimenti Plio-Quaternari fino ad una profondità di circa 2 km dal fondo mare. Tali evidenze permettono di mapparne la direzione per circa 15 km (vedi Fig. 6.2). La faglia F6 è ben evidente nel profilo E8, E1 ed E11 e, con una variazione di direzione rispetto a quella delle Timpe, può essere prolungata da evidenze sulle linee E2 e E6 (vedi Fig. 6.3).

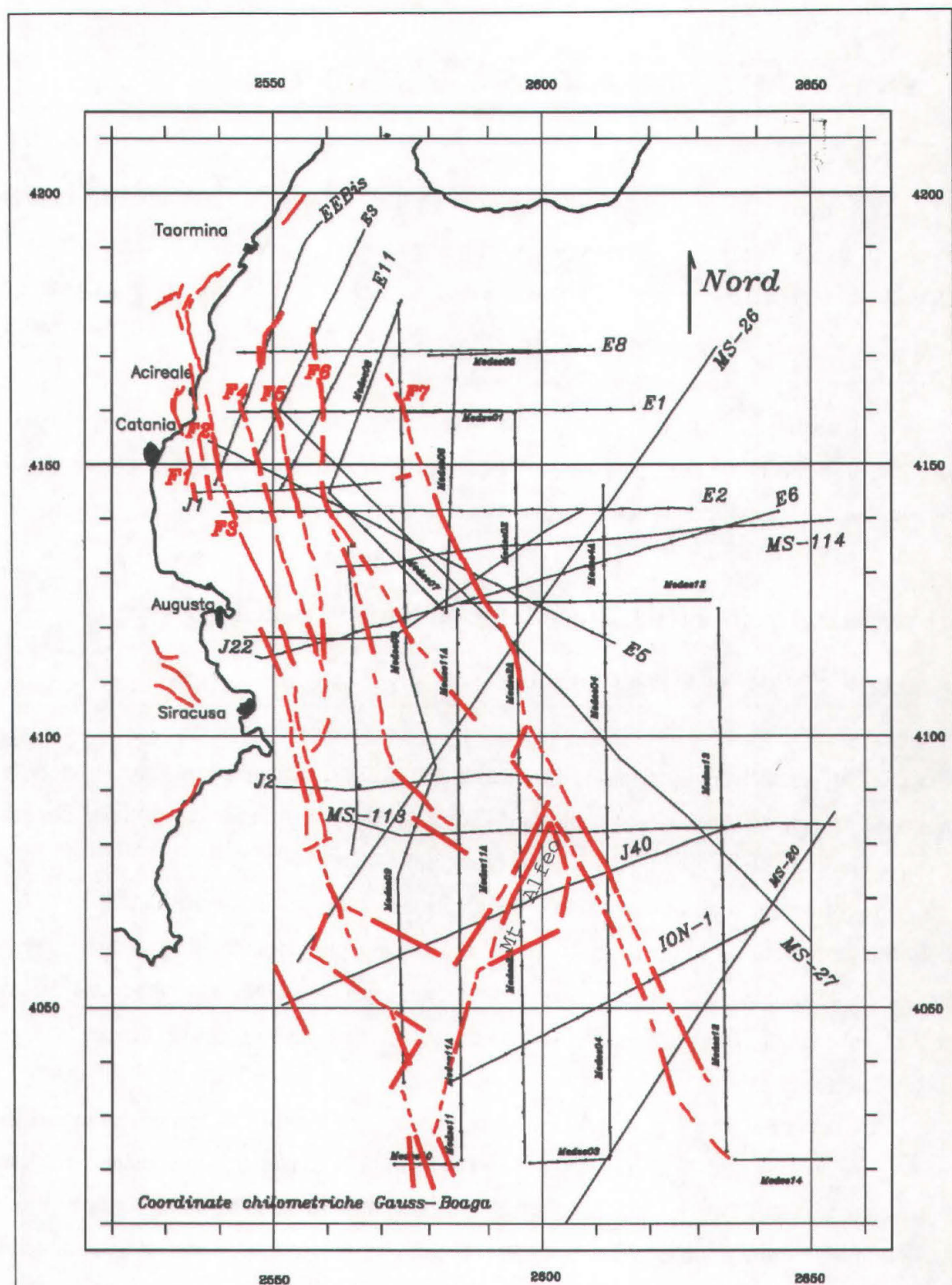


Fig. 6.1:
 Mappa delle faglie presenti nello Ionio occidentale definite dall'analisi delle linee sismiche eseguite nell'area. La continuità di dette faglie tra un profilo e un altro è ovviamente ipotizzata.

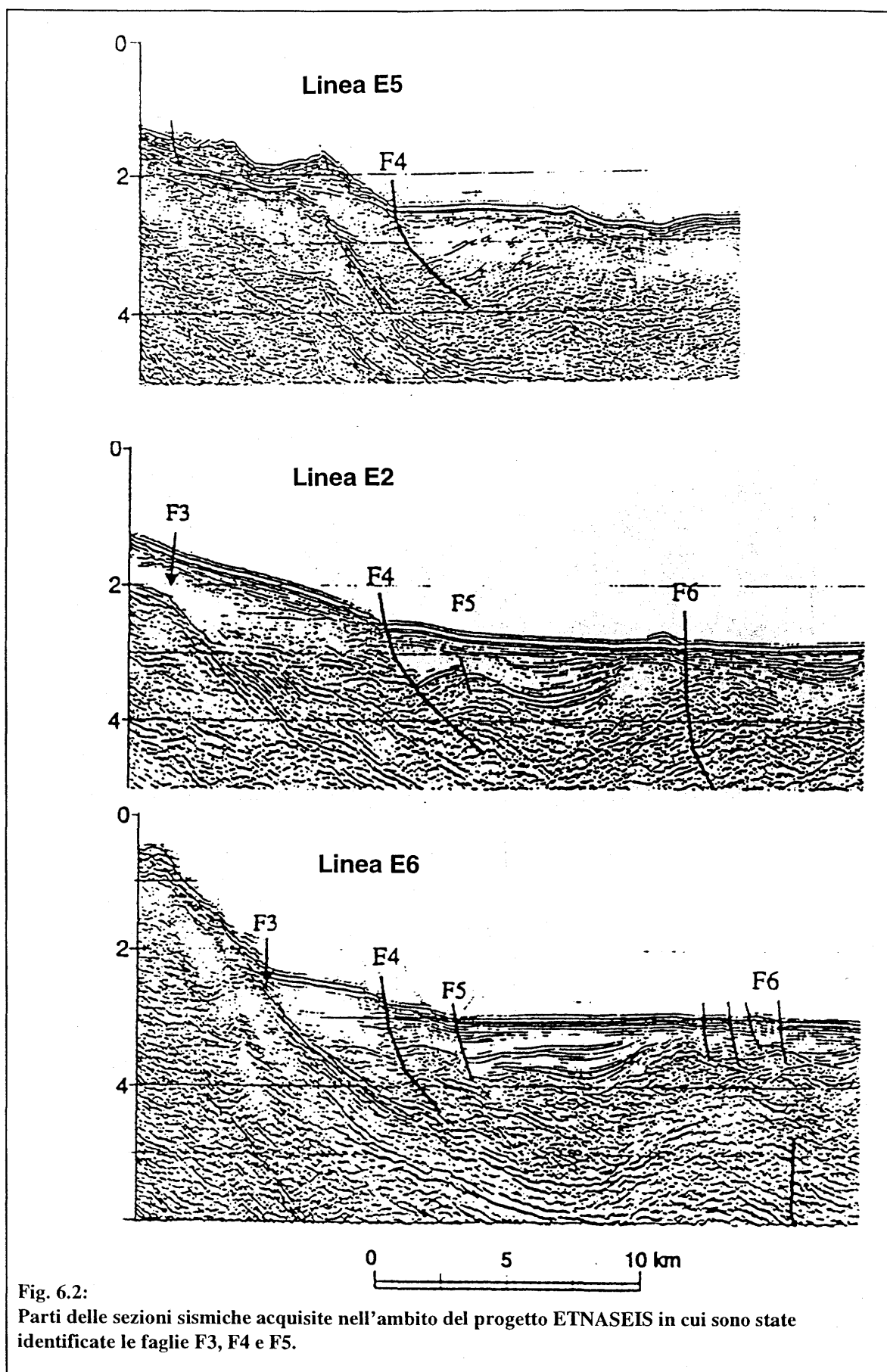


Fig. 6.2:
Parti delle sezioni sismiche acquisite nell'ambito del progetto ETNASEIS in cui sono state identificate le faglie F3, F4 e F5.

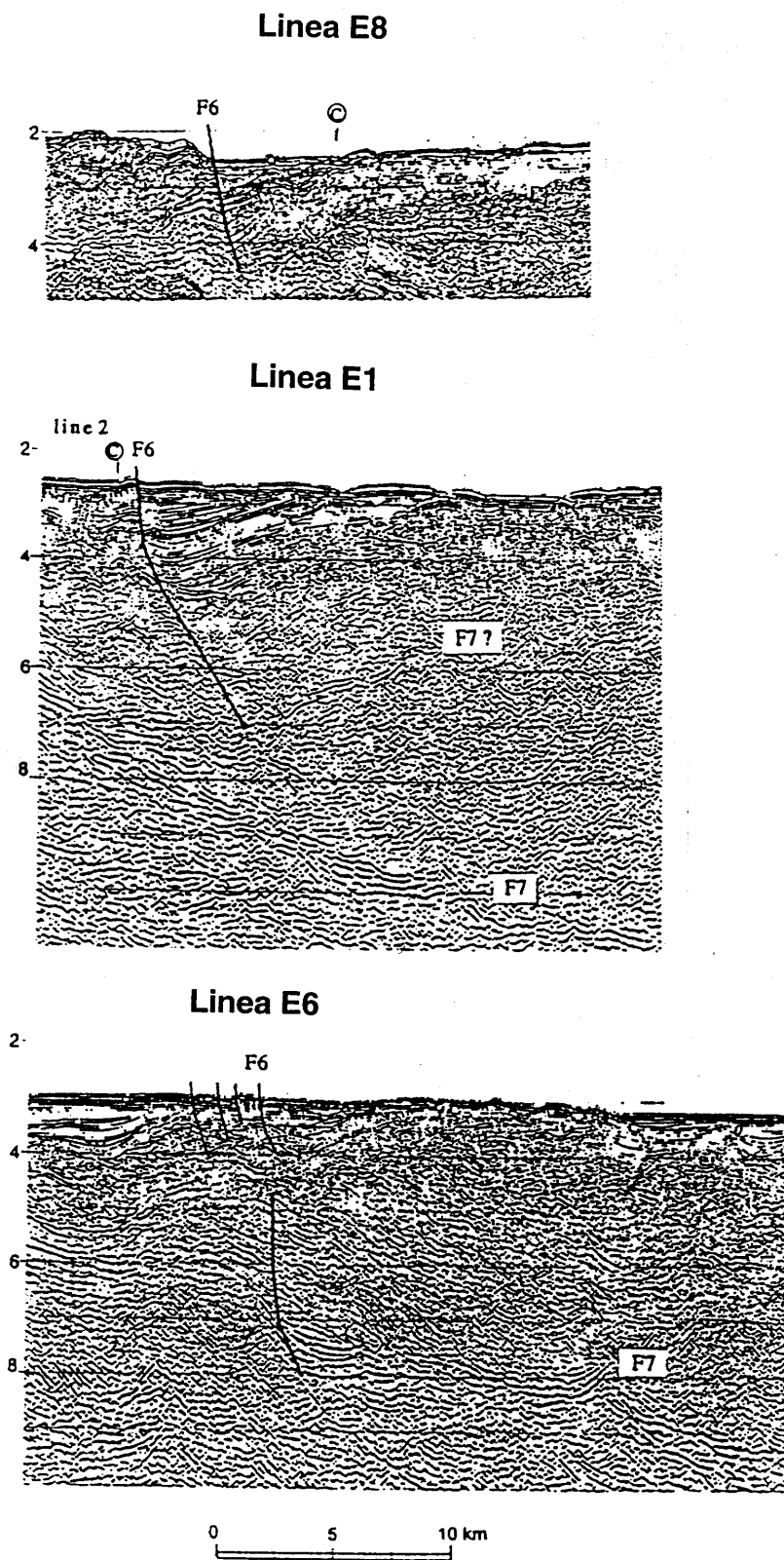


Fig. 6.3:
Parti delle sezioni sismiche acquisite nell'ambito del progetto ETNASEIS in cui sono state identificate le faglie F6 e F7.

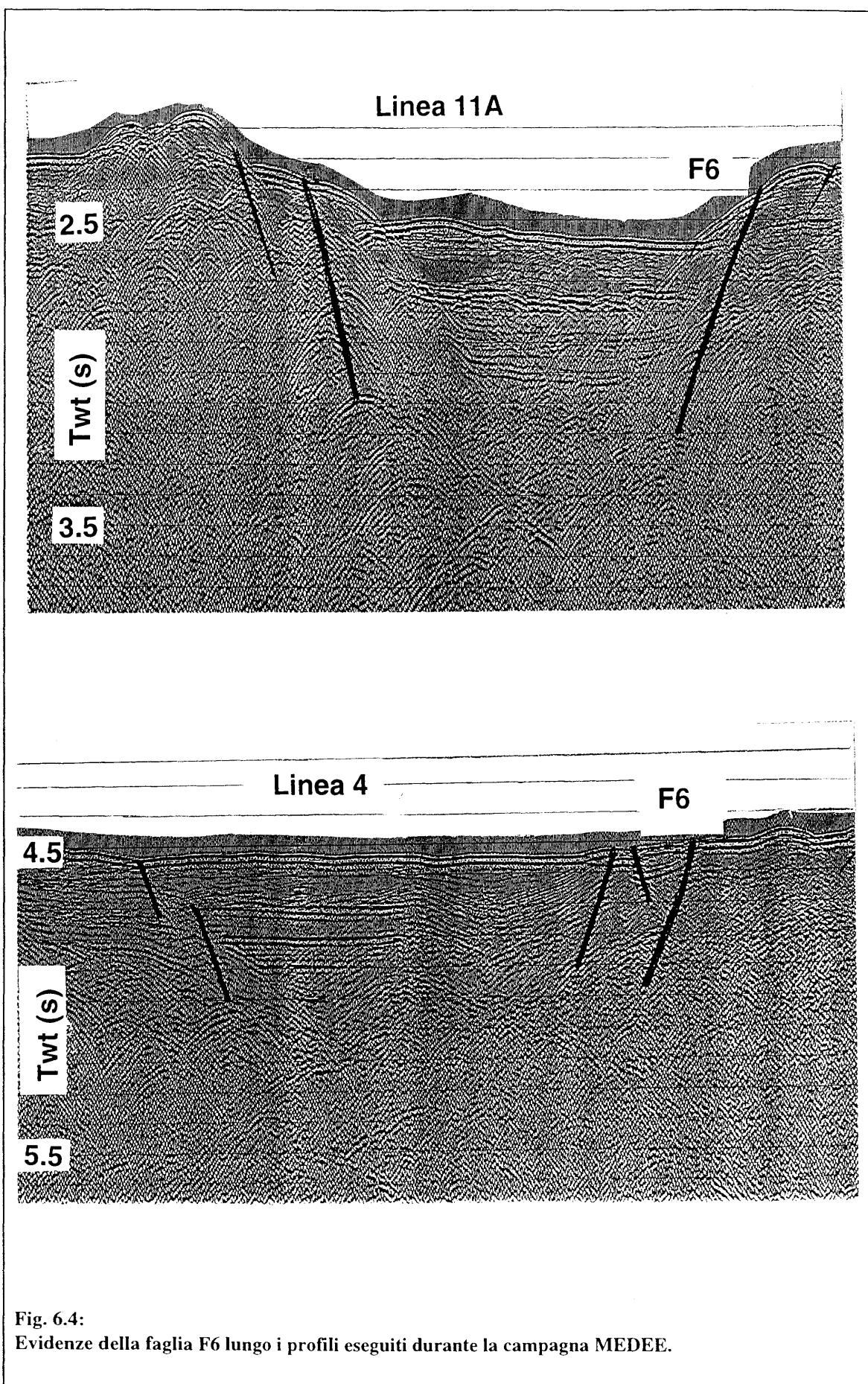


Fig. 6.4:
Evidenze della faglia F6 lungo i profili eseguiti durante la campagna MEDEE.

Inoltre evidenze della F6 sono presenti anche lungo i profili Medee che la attraversano (vedi Fig. 6.4 e 6.5.a). Queste interpolazioni permettono di prolungare per varie decine di chilometri questa faglia. Inizialmente, a partire dalle strutturazioni presenti verso Est, il suo prolungamento verso terra la porterebbe a passare in prossimità del campo ad alta velocità rilevato, per la crosta superiore, nell'area della Valle del Bove (vedi par. 6.2.2). L'analisi delle linee sismiche, invece, fa propendere per un suo cambio di direzione, rendendola parallela al sistema delle Timpe, come rappresentato in Fig. 6.1. Il suo andamento è abbastanza evidente dalla carta di riflettività in Fig. 3.21 e dai dati batimetrici, almeno fino all'area in cui è stato ipotizzato un suo cambiamento di direzione.

La faglia denominata F7 interessa invece le strutture profonde (vedi Fig. 6.3) ed è rilevabile a 8s twt lungo il profilo E6 e tra 8 s e 9 s twt lungo il profilo E1. Sul profilo E2, invece, la presenza di questa faglia è evidenziata dal cambio di pendenza della zona di transizione tra crosta e mantello. Una ipotesi per la propagazione in superficie della F7 potrebbe essere quella di relazionarla alla faglia superficiale F6 attraverso una diminuzione di pendenza di quest'ultima, con l'aumentare della profondità. Evidenze di queste strutture, seppur sminuite dalla più limitata penetrazione, sono state rinvenute sulla MS 26 e sulle linee Medee interessate dall'attraversamento della faglia F6. Nel settore a SE del Monte Alfeo è infatti presente una faglia crostale che permette di associare un graben superficiale, simile a quello generato dalla F6, a un chiaro abbassamento della crosta inferiore simile a quello generato dalla F7.

A SW del Monte Alfeo è evidente la presenza di strutture con andamento SW-NE, che lo separano bruscamente dalla continuazione a mare delle strutture poste a terra. Questa dislocazione, dall'analisi del tratto della linea sismica Medee 2B che attraversa il Monte Alfeo (Fig. 6.6), risulta essere provocata dalla rotazione di questo blocco in senso antiorario, dando origine a Sud dell'Alfeo alla "nascita" di un bacino che è tuttora in fase di evoluzione. Ciò è evidente anche nell'analisi della batimetria, in cui si può osservare una stretta gola, avente andamento NW-SE, separante il Monte Alfeo dalle strutture del Plateau Ibleo poste a Ovest.

Riassumendo, l'analisi delle linee sismiche nell'off-shore ionico ha permesso di determinare la continuazione in mare del sistema di faglie delle Timpe. Sono state inoltre individuate nell'off-shore ionico delle faglie a carattere regionale che, dall'analisi delle strutture superficiali, risultano tuttora attive. Ad esse, ed in particolar modo alle faglie F6, F5 ed F4, sono quasi sicuramente imputabili i grandi terremoti recenti avvenuti nell'area.

L'Etna appare quindi posto sul fianco occidentale di una serie di strutture distensive identificabili a terra dal sistema delle Timpe, e nell'off-shore ionico dalle faglie precedentemente descritte. Queste faglie distensive sono caratterizzate, sul loro fianco orientale, dalla presenza di bacini di syn-rift (vedi Fig. 6.5 b). Tali considerazioni avvalgono ulteriormente l'esistenza di un legame tra la tettonica nell'area ionica e l'attività effusiva del l'Etna (vedi Par. 2.5).

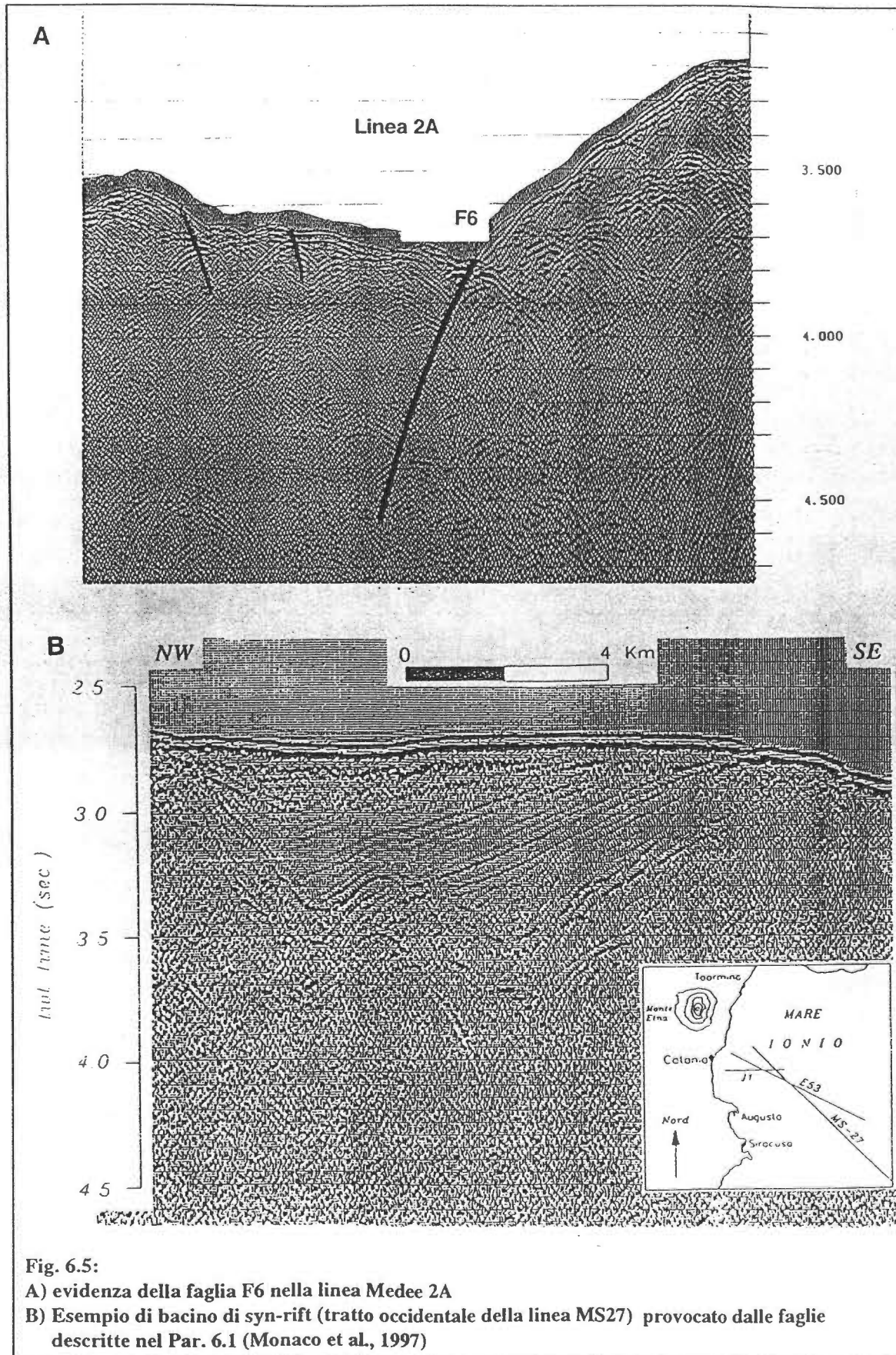


Fig. 6.5:

A) evidenza della faglia F6 nella linea Medee 2A

B) Esempio di bacino di syn-rift (tratto occidentale della linea MS27) provocato dalle faglie descritte nel Par. 6.1 (Monaco et al., 1997)

S

LINEA 2B

N

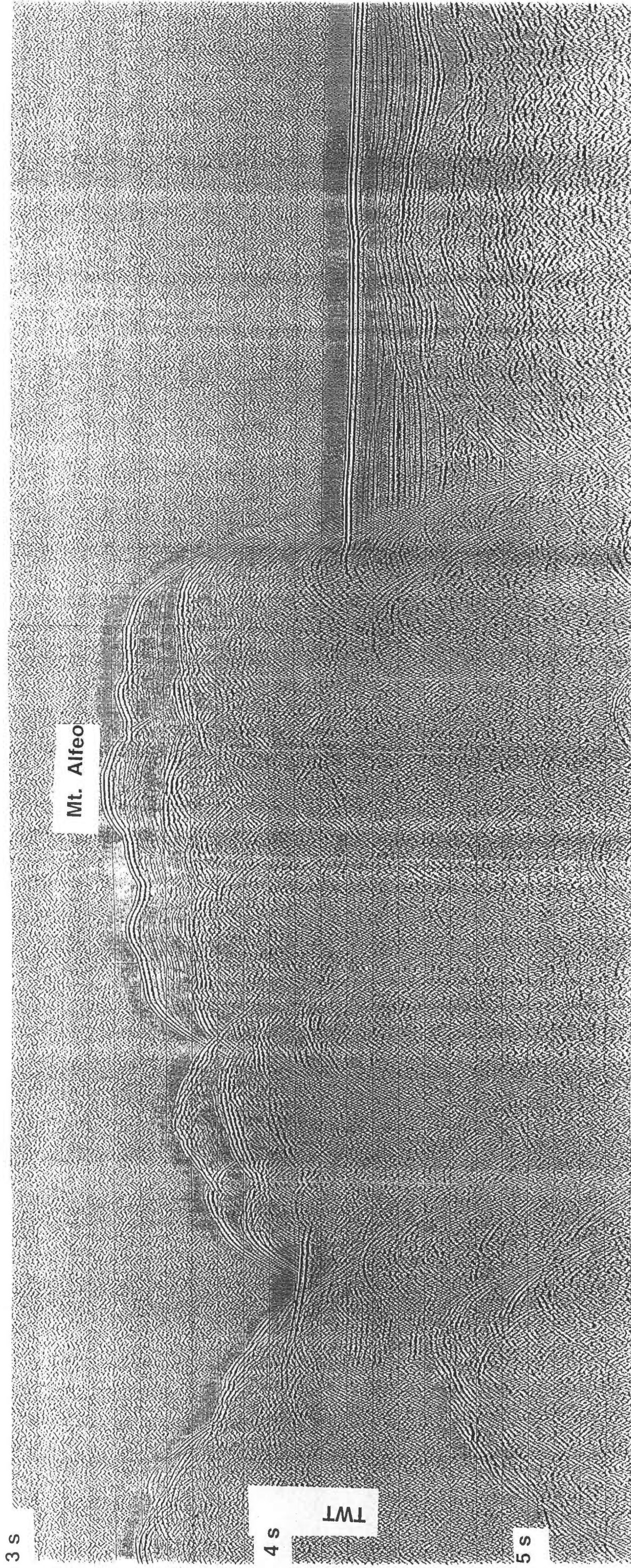


Fig. 6.6:
Tratto della Linea Medee 2B in cui è presente il Monte Alfeo e le strutture tettoniche che lo delimitano

6.2 Analisi delle strutture formanti il basamento dell'edificio vulcanico etneo.

L'utilizzo combinato di diverse tecniche di investigazione sismica ha permesso di confrontare i risultati e limitare gli errori nell'analisi dei dati. Un esempio è il confronto che andiamo ad effettuare tra l'interpretazione della linea multicanale L6 e i modelli degli arrivi a rifrazione, in particolare quello ottenuto lungo il profilo E (Adrano). I risultati principali ottenuti dall'analisi delle strutture di velocità determinate dai profili a rifrazione precedentemente descritti (Cap. IV) possono essere schematizzati nei seguenti punti:

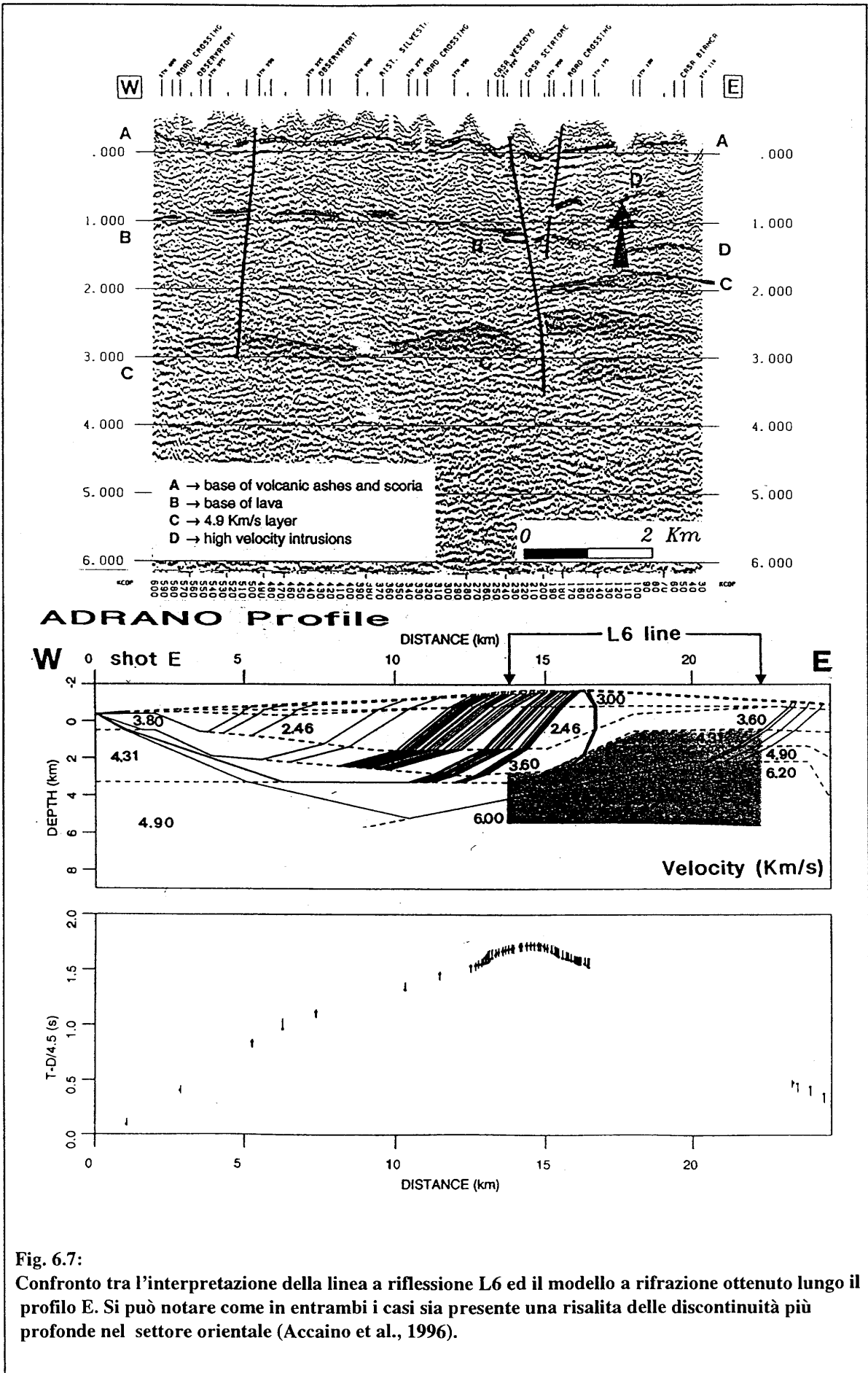
- informazioni sulle strutture sedimentarie del vulcano;
- conferma della presenza di un corpo ad alta velocità nell'area della Valle del Bove;
- modellizzazione del basamento calcareo mesozoico.

6.2.1 Interpretazione della linea a riflessione L6 e confronto con il modello ottenuto lungo il profilo a rifrazione E (Adrano)

L'analisi della linea a riflessione L6 (Fig. 6.7) evidenzia, a circa 1 s twt, una fascia riflettente (discontinuità B) con discreta coerenza spaziale, che è stata interpretata come la base dell'edificio vulcanico. A tempi di circa 3 s twt è visibile un'altra fascia riflettente (discontinuità C).

La conversione in profondità della linea a riflessione, colloca la base dell'edificio vulcanico (riflettore B) all'altezza del livello del mare, coerentemente con quanto ipotizzato nella modellizzazione dei profili a rifrazione. Il riflettore C, invece, è correlabile alla discontinuità a 4.9 km/s del modello del profilo a rifrazione E. Si può osservare come la risalita di tale discontinuità, nella parte orientale, sia presente sia nella modellizzazione del profilo a rifrazione sia nell'interpretazione della linea a riflessione multicanale L6 (Fig. 6.7 ed Accaino et al., 1996).

Nel settore orientale della linea L6 è stata riscontrata una dislocazione relazionabile a una frattura superficiale originatasi nel 1989, che può essere seguita fino a 1.2 s twt. Essa potrebbe rappresentare una via di risalita preferenziale del magma. Alla base della discontinuità è presente una struttura riflettente con caratteri di un piccolo *bright spot*, con larghezza pari a 400 m e spessore di 150 m, interpretabile come un possibile accumulo di gas (Fig. 6.9). Tra le tracce 325 e 375, nel settore occidentale della linea a riflessione, sono presenti una serie di discontinuità che, data la loro collocazione, sono probabilmente associabili al rift di Sud-Est (Fig. 6.9 e Petronio, 1997).



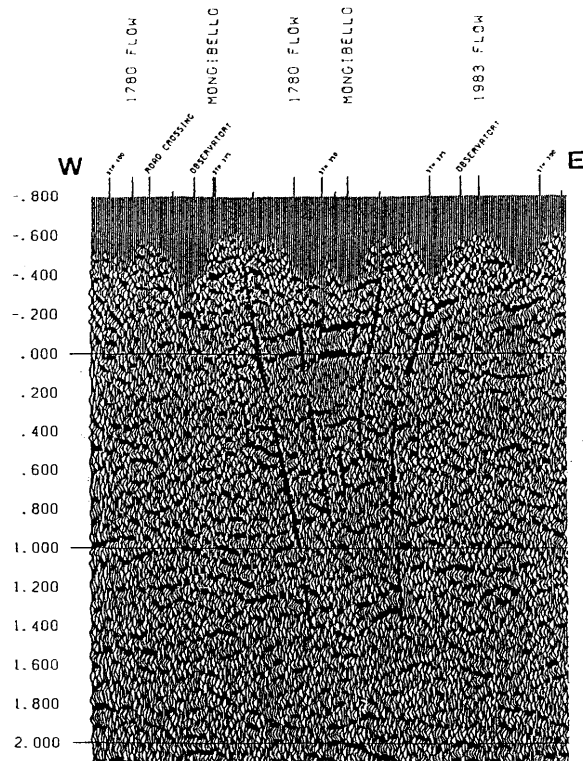


Fig. 6.8:
Dislocazione identificata nel tratto occidentale della linea L6 che può essere relazionata alla frattura superficiale formatasi nel 1989 (Petronio, 1997).

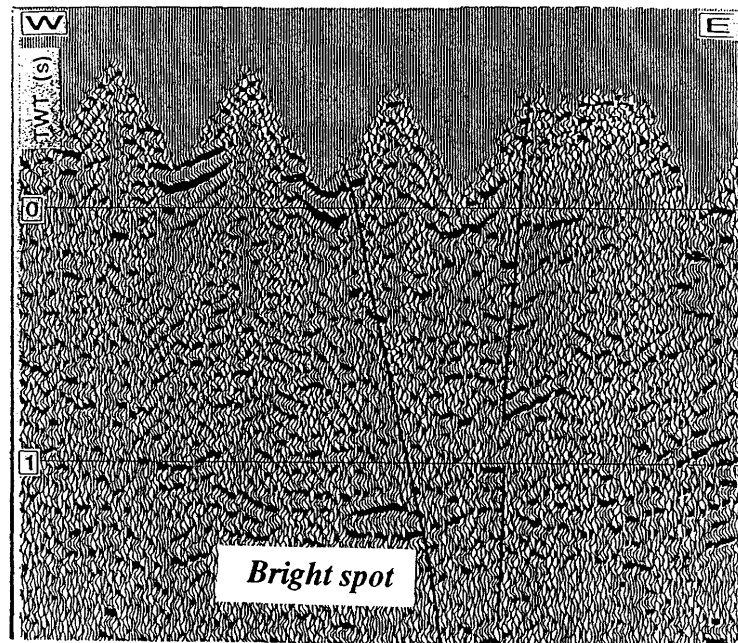


Fig. 6.9:
Fratture presenti nel settore orientale della linea a riflessioni L6 e relazionabili ai rift di Sud-Est. (Petronio, 1997).

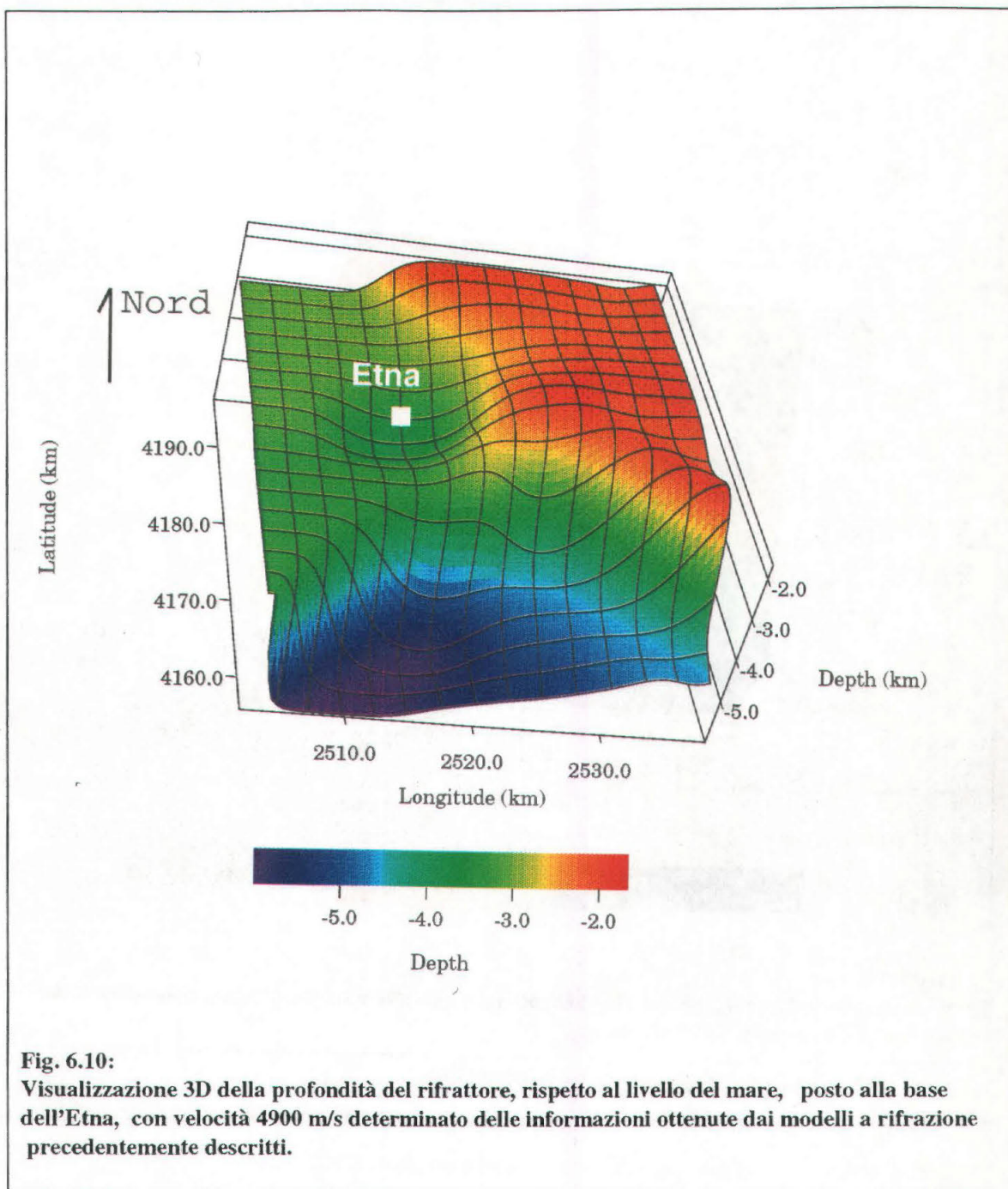
6.2.2 Analisi delle strutture del basamento dell'edificio vulcanico

La modellizzazione dei dati sismici a rifrazione descritti nel Cap. IV, integrata con le informazioni dei dati cross-vulcano, ha permesso di ottenere dettagliate informazioni sulle anomalie e sulle strutture sedimentarie presenti entro la crosta nell'area dell'Etna. In tutta l'area esaminata sono stati identificati strati con velocità media, al crescere della profondità, di 3600 m/s, 4300 m/s, 4900 m/s e 6000 m/s. Essi, nel settore settentrionale tendono ad approfondirsi da Est verso Ovest, ed in misura ancora maggiore nel settore meridionale dell'area investigata. Dagli scoppi in Motta S. Anastasia e Adrano (G ed E in Fig. 4.12) si è potuto evidenziare, nella parte meridionale dell'area investigata, il notevole ispessimento dell'intervallo con velocità di 3600 m/s e la presenza di strutture sedimentarie superficiali, con velocità di 2000-2400 m/s a sedimenti di tipo argilloso-marnoso.

Data la notevole complessità geologico-strutturale dell'area oggetto di studio, pur avendo determinato dei valori di velocità comuni in tutta l'area, è azzardato mettere tra loro in relazione i terreni dei diversi settori soltanto sulla base di queste informazioni. E' tuttavia ragionevole supporre che le sequenze evidenziate nei settori meridionale e occidentale, sulla base delle informazioni geologiche e dei pozzi, appartengano alle strutture sedimentarie del Flysh Numidico.

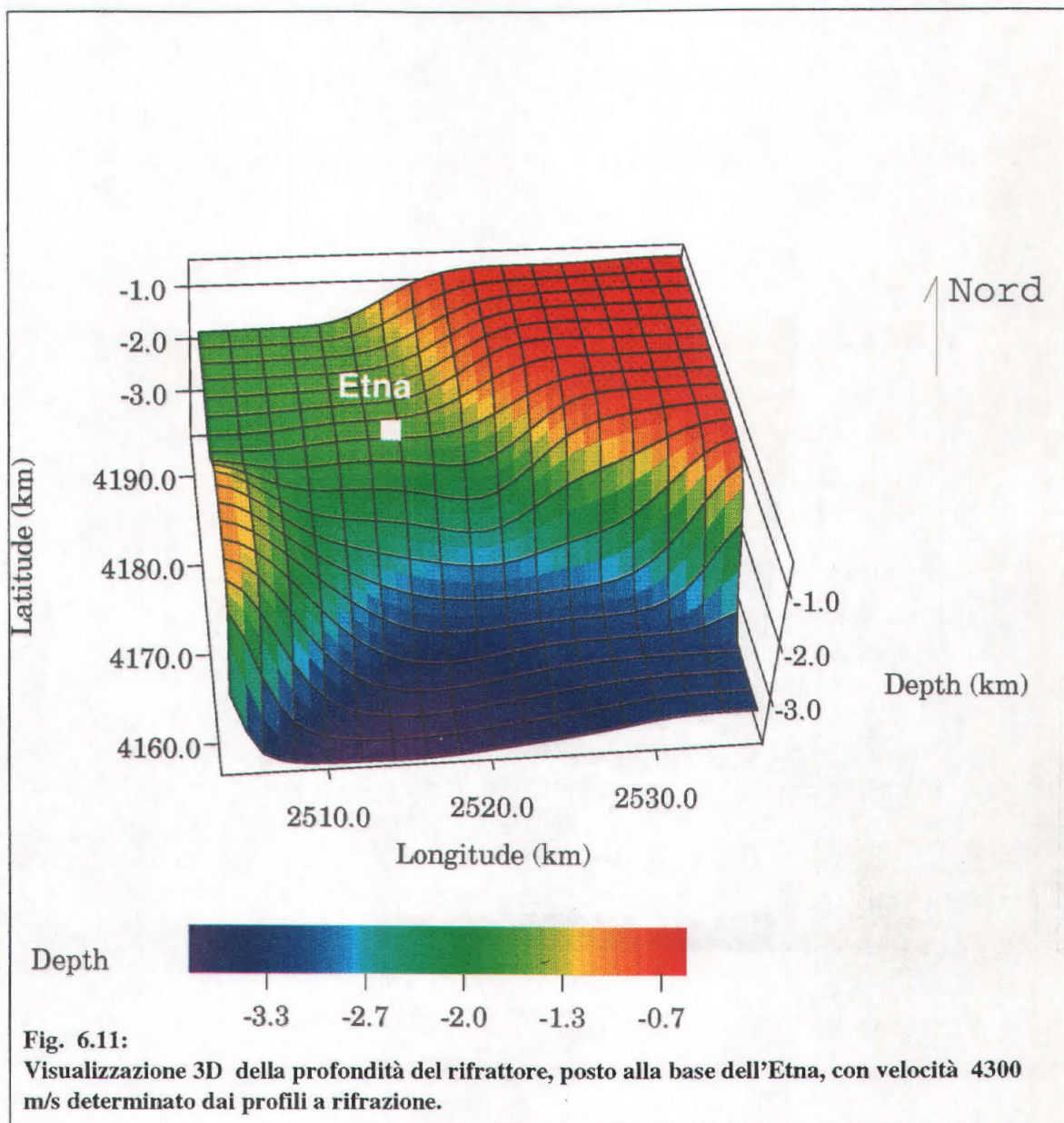
I profili a rifrazione hanno fornito una buona copertura areale del campo di velocità delle strutture formanti il basamento dell'Etna, in funzione della profondità. In Fig. 6.10 è rappresentata la superficie con velocità di 4900 m/s, ottenuta con l'interpolazione *Kernel smoothing* dei punti in cui è conosciuta la profondità del tetto dello strato con questa velocità. Si può osservare come sia evidente l'approfondimento di tale superficie verso il settore meridionale, e come sia presente una zona di "alto strutturale" nel settore Nord-orientale. Analogamente presenta la superficie con velocità di 4300 m/s (Fig. 6.11), tenendo comunque conto del fatto che per l'interpolazione sono stati qui utilizzati meno punti.

La discontinuità più profonda determinabile nei modelli è caratterizzata da una velocità con un valore medio di 6000 m/s. Nel profilo D2-A questa superficie è presente a una profondità tra 6.0 e 6.5 km e gli arrivi dello scoppio effettuato a Calatabiano (A) sono caratterizzati in corrispondenza di essa da un'ampiezza molto accentuata delle onde riflesse. I profili B-G e C-G1 evidenziano come la profondità di tale superficie nel settore meridionale è compresa tra 7.0 e 7.4 km. Inoltre in prossimità della Valle del Bove è presente una rapida risalita della superficie con velocità 6.0 km/s per circa 4 km. Tale anomalia è evidente nella modellizzazione di tre profili (B-G, E e A1) e negli arrivi dei dati cross-vulcano.



La registrazione degli scoppi D2 ed E da parte del sistema multicanale posto sul versante orientale del vulcano (Fig. 6.12), evidenziano come, nelle registrazioni della parte Sud dello stendimento multicanale, ci sia un anticipo degli arrivi delle onde provenienti dal basamento. Siccome gli anticipi per i due scoppi non arrivano agli stessi gruppi di geofoni, è ragionevole pensare che la causa non sia attribuibile ad anomalie superficiali ma a un'anomalia posta all'interno delle strutture sedimentarie della crosta.

L'analisi delle registrazioni degli scoppi effettuati in Motta S. Anastasia (G) e raccolta dalla linea multicanale posta sul versante settentrionale dell'Etna evidenzia come la presenza dell'anomalia di velocità nel settore Sud-Est del vulcano non provochi alcun anticipo (Fig.6.13).

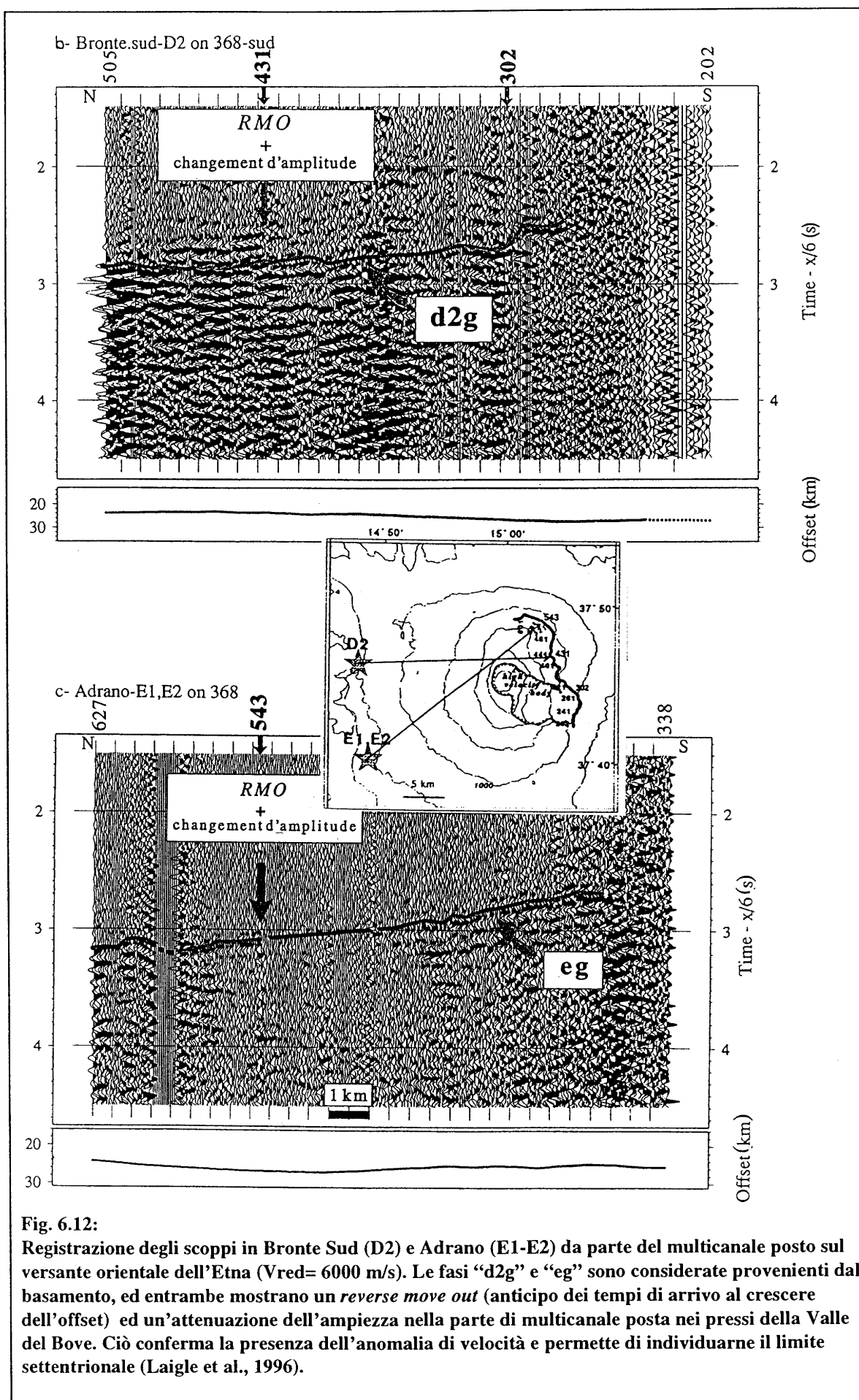


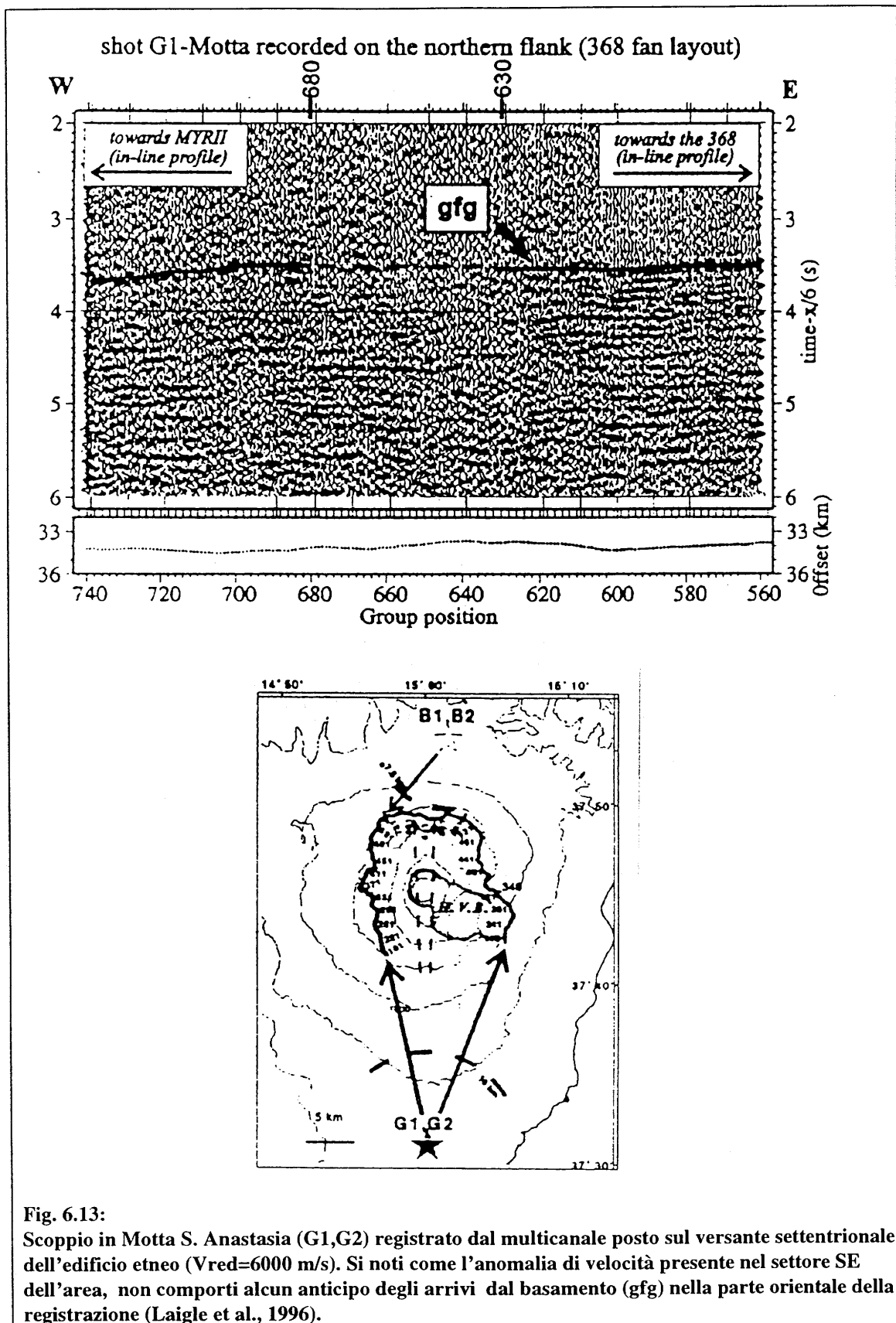
Ciò può essere spiegato in due differenti modi:

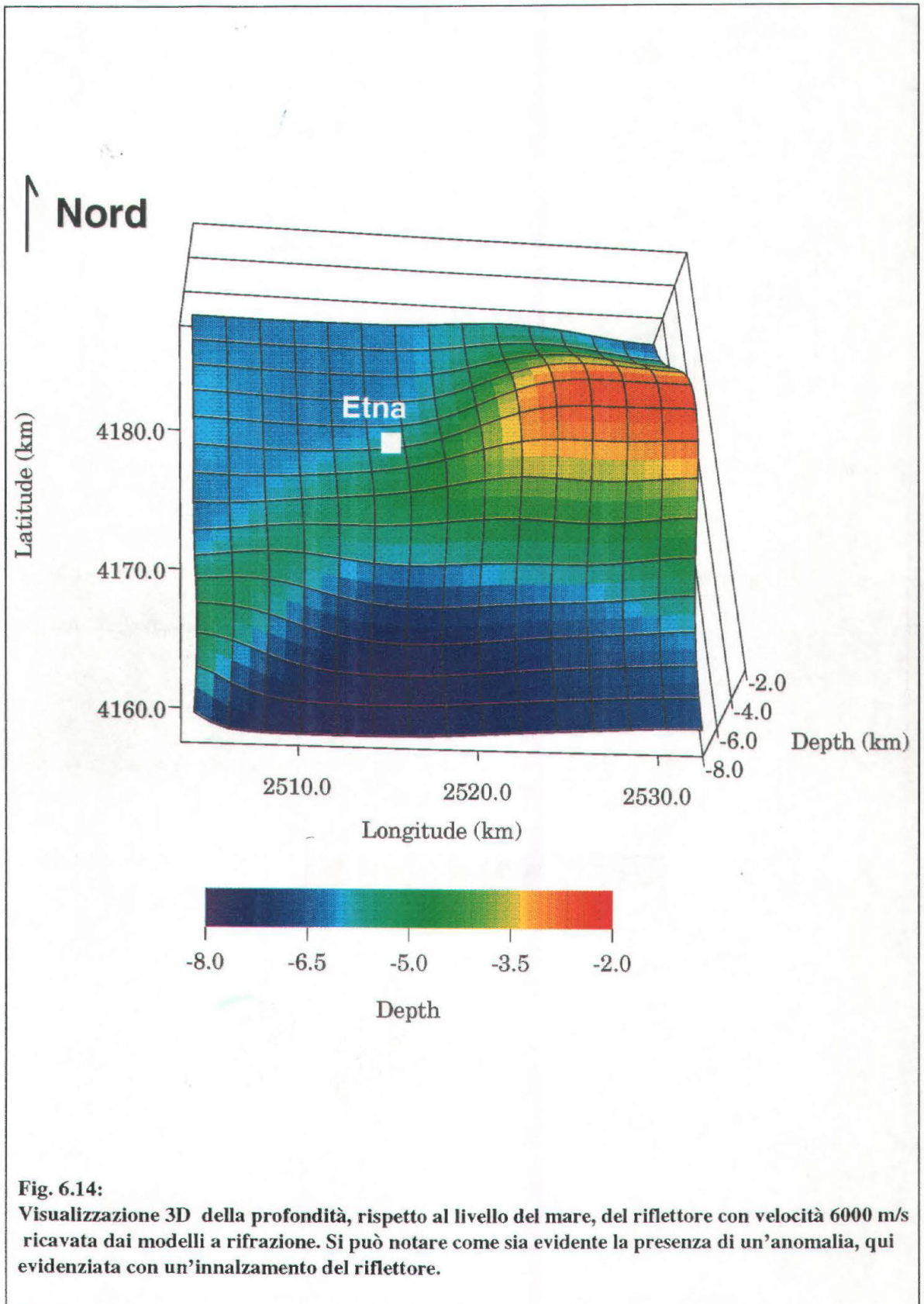
1. il corpo ad alta velocità si trova ad una profondità inferiore a quella della discontinuità lungo la quale hanno viaggiato le onde rifratte del basamento calcareo,
2. la velocità della struttura anomala è vicina a quella del basamento calcareo (6 km/s).

L'insieme di tutte queste informazioni ha permesso:

- di definire arealmente la posizione e l'estensione della struttura presente sotto la Valle del Bove (Fig. 6.16). Essa è caratterizzata da un diametro di 7-9 km e presenta un'elevazione di circa 6 km rispetto al livello medio del basamento calcareo a Sud dell'Etna.
- di ottenere una visualizzazione tridimensionale della discontinuità con velocità 6.0 km/s. In Fig. 6.14 si può notare come la presenza del corpo anomalo sia ben localizzata.







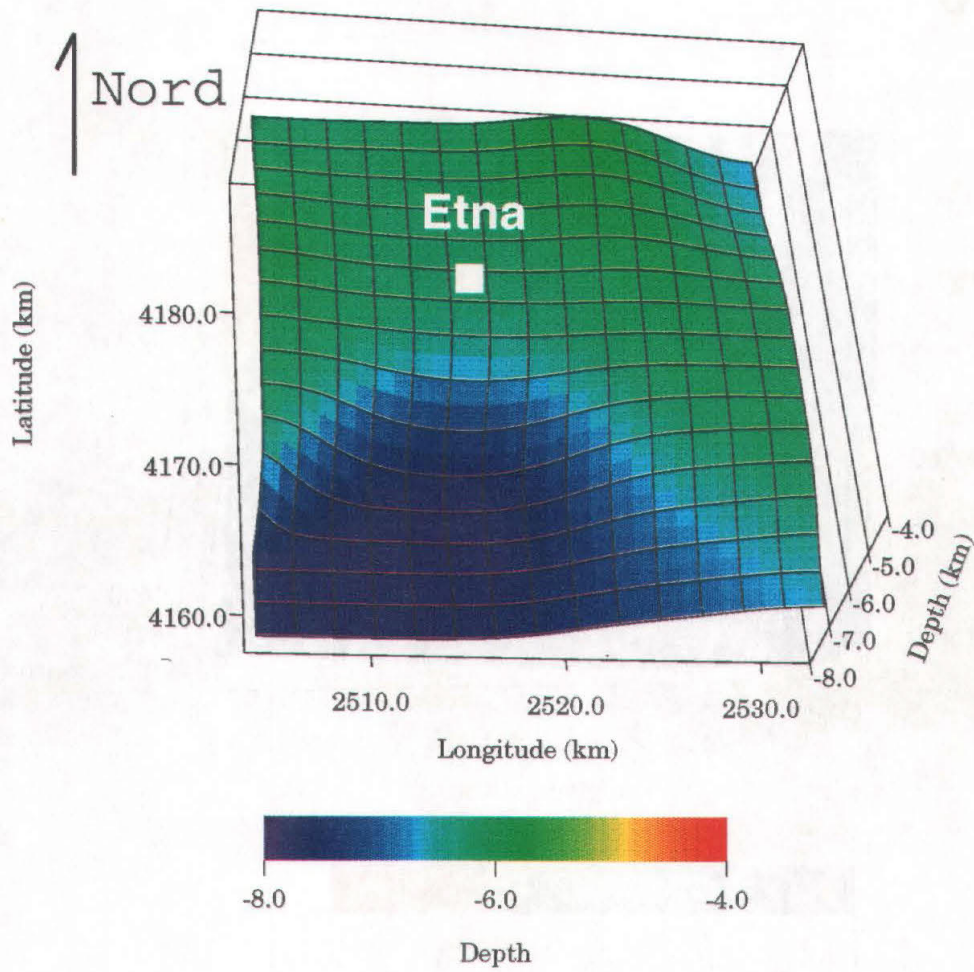
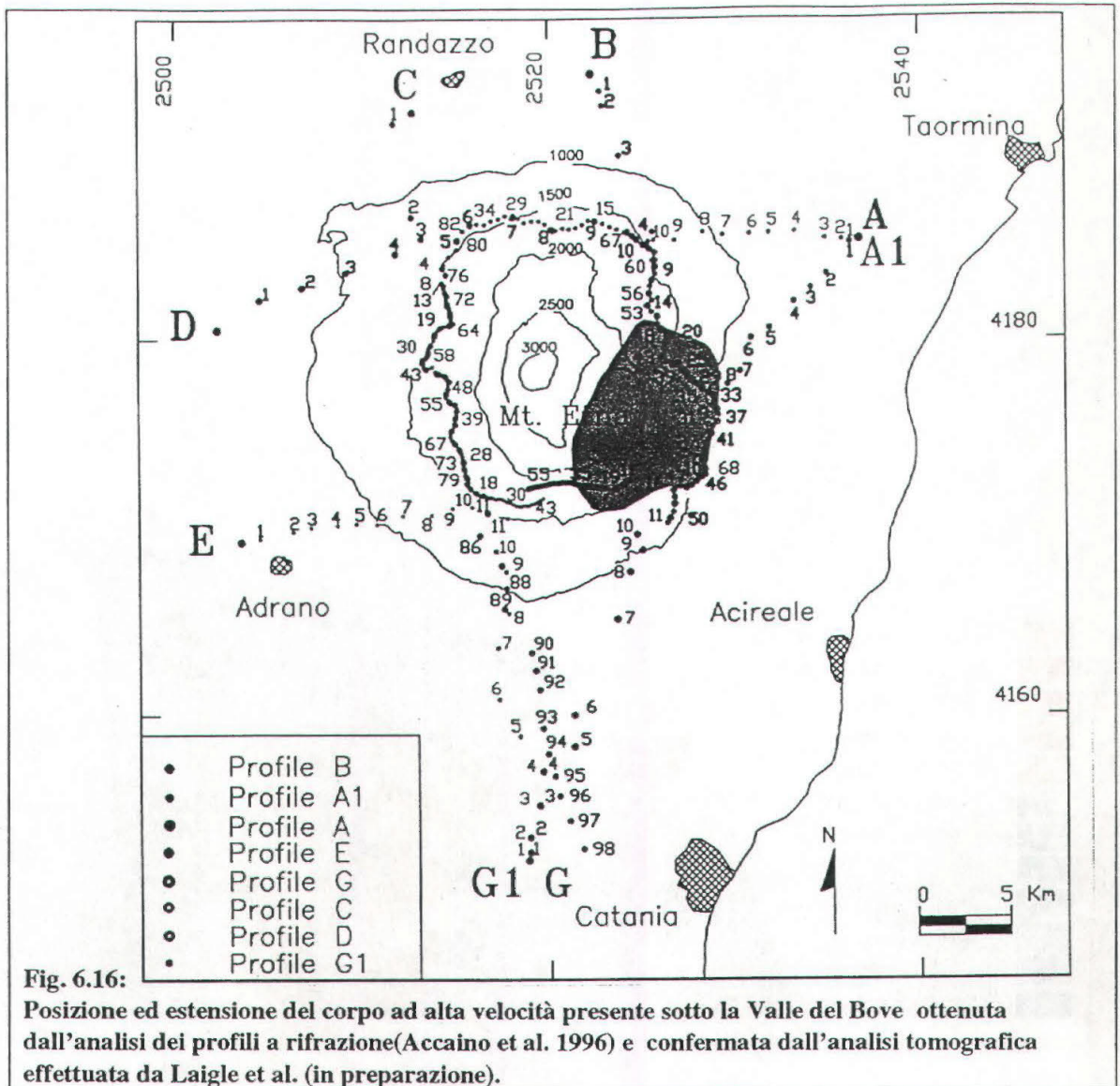


Fig. 6.15: Visualizzazione 3D della profondità del riflettore con velocità 6000 m/s omettendo i dati dell'area della Valle del Bove. Si può notare che in questo caso la morfologia è molto simile a quella del riflettore superiore con velocità pari a 4900 m/s.



La Fig 6.15, invece, è stata ottenuta omettendo le informazioni dell'area della Valle del Bove; in questo caso si può vedere come la morfologia sia molto simile a quella ottenuta per la discontinuità con velocità 4.9 km/s. Ciò fa presupporre che il corpo anomalo possa essere interpretato come un'intrusione magmatica. Potrebbe trattarsi del relitto di una intrusione magmatica di un antico cratere (Trifoglietto), oppure dell'effetto di un'estensione crostale con un corso vulcanico antecedente alla formazione dell'Etna (Hirn et al., 1997).

6.3 Analisi delle strutture profonde dell'area etnea e dell'off-shore ionico

La modellizzazione dei dati terra-mare e l'interpretazione delle linee sismiche multicanale, acquisite nell'ambito del progetto ETNASEIS utilizzando il sistema di energizzazione *single bubble* (SINBUS), ha consentito di ricavare:

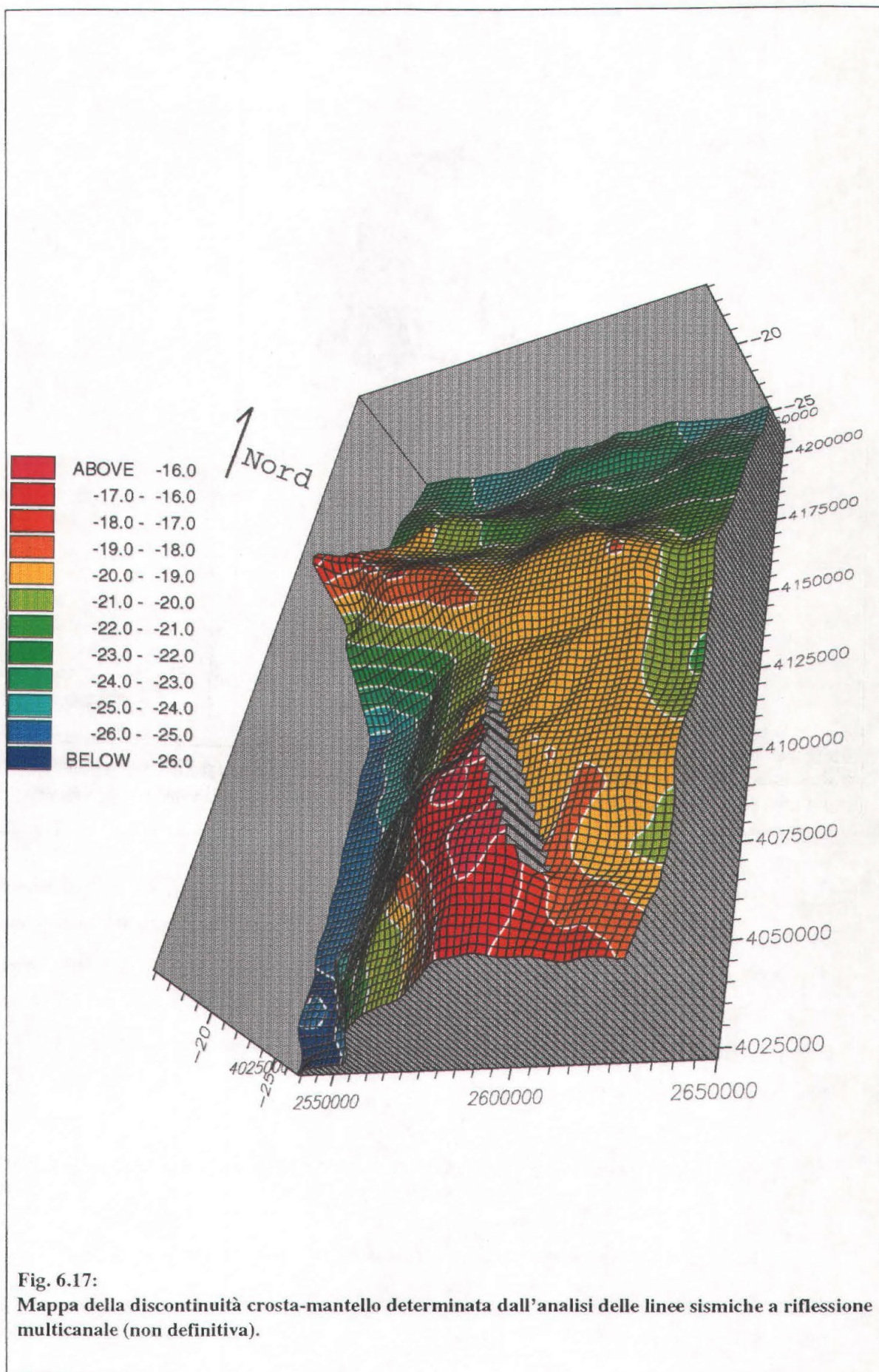
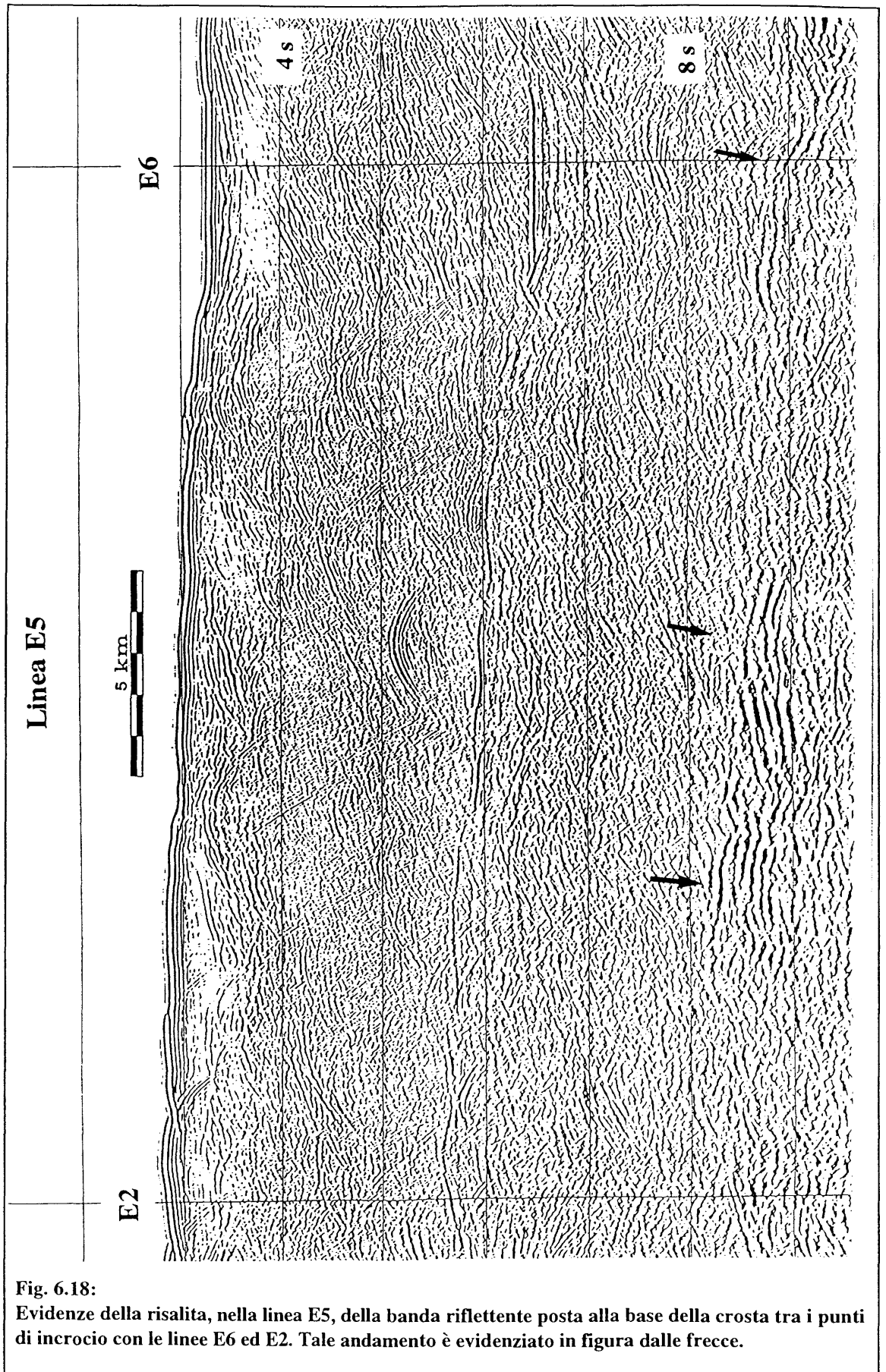


Fig. 6.17:
Mappa della discontinuità crosta-mantello determinata dall'analisi delle linee sismiche a riflessione multicanale (non definitiva).



- informazioni dettagliate sul campo di velocità sulla geometria delle strutture profonde della crosta terrestre;
- la modellizzazione, a terra, di strutture più profonde rispetto a quelle indagate dai profili a rifrazione discussi nel Cap IV. In particolar modo è stato possibile determinare la profondità della discontinuità crosta-mantello sotto l'edificio vulcanico dell'Etna;
- un collegamento tra i modelli determinati a terra e i dati acquisiti a mare, investigando anche l'area in prossimità della costa solitamente non studiata con i metodi sismici tradizionali.

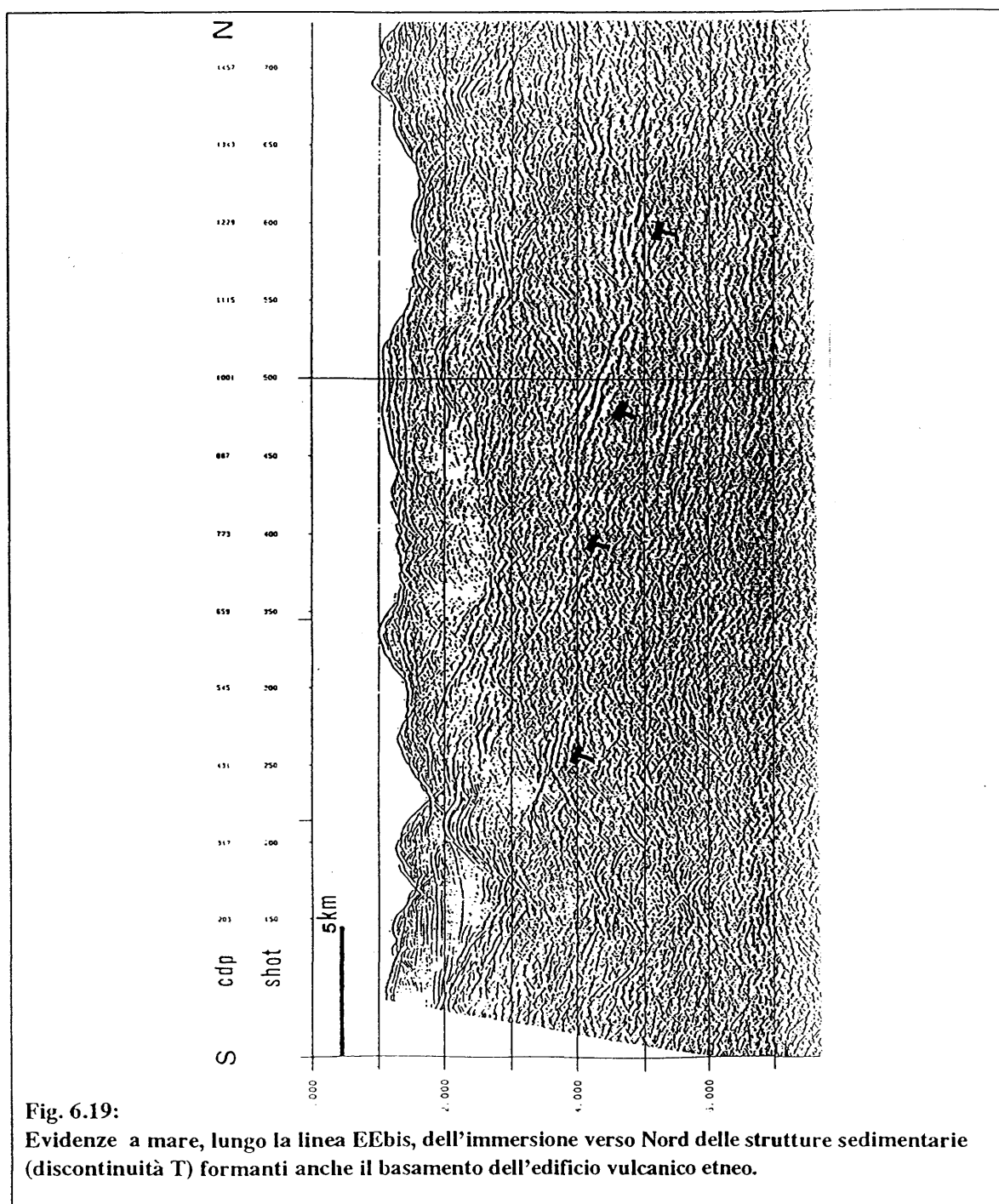


Fig. 6.19:
Evidenze a mare, lungo la linea EEbis, dell'immersione verso Nord delle strutture sedimentarie (discontinuità T) formanti anche il basamento dell'edificio vulcanico etneo.

Dalle velocità delle linee sismiche a riflessione è stata ottenuta una velocità media della crosta, alla quale è stato applicato uno smooth adeguato al fine di ottenere un buon accordo nelle zone di incrocio. Ciò ha consentito la conversione tempi-profondità dei punti, nelle linee a riflessione, in cui era visibile la Moho e di costruire una mappa 3D della discontinuità crosta-mantello nell'area ionica prospiciente la Sicilia orientale (Fig. 6.17).

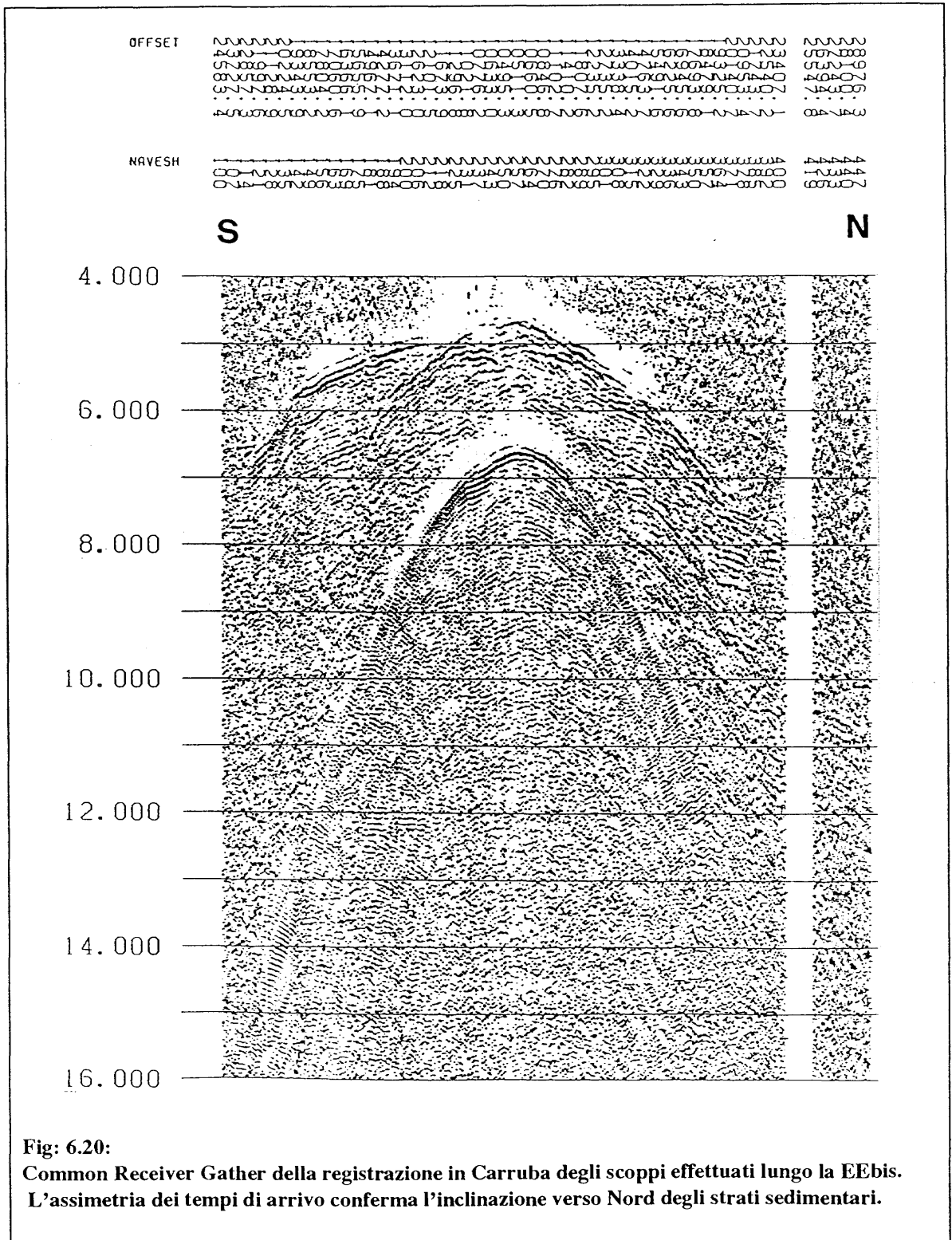


Fig: 6.20:
Common Receiver Gather della registrazione in Carruba degli scoppi effettuati lungo la EEbis.
L'assimmetria dei tempi di arrivo conferma l'inclinazione verso Nord degli strati sedimentari.

Il suo confronto con i modelli ottenuti dai dati terra-mare presenta un buon accordo. In particolar modo va sottolineato come sia evidente una risalita, da Nord verso Sud della discontinuità crosta-mantello, con un massimo nell'area della linea sismica a riflessione E2. Questo assottigliamento crostale è ben visibile anche nella sezione sismica a riflessione E5 (Fig. 6.18), che incrocia la linea sismica E2. Il sollevamento della discontinuità con velocità di 8.0 km/s può essere imputabile ad un mantello attivo responsabile della notevole attività tettonica dell'area.

L'approfondimento della Moho dalla E2 verso Nord è confermato anche dai modelli terra-mare ottenuti dagli scoppi delle linee sismiche E1 ed M31 (vedi Cap. V).

Nel settore meridionale, come si può notare dalla mappa della profondità della discontinuità crosta-mantello, lo spessore della crosta aumenta, in accordo con la modellizzazione dei dati terramare della linea E6 (Frullini, 1995) e presenta una zona di alto nell'area del Mt. Alfeo.

La discontinuità con velocità pari a 6.0 km/s, verificata anche nei modelli per gli scoppi a terra, si immerge dal profilo E1 al profilo M31 (verso N) con un'inclinazione di circa 8°. La discontinuità stratigraficamente superiore, con velocità 4.9 km/s, presenta un andamento analogo ed è facilmente identificabile lungo il profilo sismico a riflessione EEbis (discontinuità T in Fig. 6.19). Le profondità di questa discontinuità, calcolata con i tempi a due vie della sezione sismica negli incroci con le linee sismiche M31 ed E1, sono in accordo con le profondità determinate negli stessi settori dalla modellizzazione dei dati terramare. Un altro fatto da notare è che la pendenza dell'immersione tra le linee M31 ed E1 (tra gli scoppi 400 e 800) è maggiore di quanto non lo sia nel settore tra le linee E1 ed E2. Ciò viene confermato anche dall'analisi dei dati terra-mare delle linee M31, E1 ed E2..

La geometria di queste strutture sedimentarie trova un ulteriore riscontro nell'analisi del *fan*, registrato dalla stazione sismologica posta in Carruba, degli scoppi effettuati lungo la linea sismica EEbis (Fig. 6.20). Si può notare come i tempi di arrivo a parità di *offset* siano superiori per gli scoppi effettuati nel settore settentrionale rispetto a quello meridionale. Tale asimmetria conferma la presenza dell'approfondimento verso N di queste strutture.

CONCLUSIONI

L'obiettivo di questa ricerca era la definizione delle caratteristiche strutturali legate all'edificio vulcanico etneo. Per raggiungere questo scopo sono state utilizzate diverse metodologie d'indagine sismica (a riflessione, a rifrazione e terra-mare), che hanno fornito una notevole quantità di informazioni ed hanno consentito un confronto dei risultati ottenuti con i diversi metodi di investigazione ed un'analisi a più ampio respiro regionale dell'assetto geologico-strutturale.

L'elaborazione e l'analisi delle linee sismiche a riflessione multicanale, acquisite nell'ambito dei progetti ETNASEIS e MEDEE, hanno consentito di individuare nell'offshore ionico prospiciente la Sicilia orientale un sistema attivo di faglie normali di importanza regionale con prevalente andamento SE-NW. Le dislocazioni più vicine alla costa sono collegabili a quelle individuate nel settore orientale dell'edificio vulcanico etneo e quindi rappresentarne la continuazione. Esse rappresentano l'effetto del generale *uplift* a cui è stata soggetta l'area della Sicilia Nord-orientale e dall'Arco Calabro dal Pleistocene Medio ad oggi, come è stato riscontrato anche dal ritrovamento e dall'analisi di diverse piattaforme di abrasione marina di epoca storica (Monaco et al., 1996; Romano & Sturiale, 1981). Tale sollevamento non ha però interessato la parte a Sud della Piana di Catania (Mulargia, 1985).

Da queste considerazioni l'Etna appare quindi posto sul fianco occidentale (vulcano tipo *rift-flank*) di una serie di strutture distensive identificabili a terra dal sistema delle Timpe e nell'offshore ionico dalle faglie descritte nel Cap. 6.

Dal punto di vista del rischio sismico alcune delle faglie individuate risultano tuttora attive ed in particolare sono state mappate le faglie F6, F5 e F4 i cui movimenti potrebbero essere la causa dei principali e più violenti terremoti, con epicentro nel Mar Ionio, avvenuti in epoca storica. Ciò conferma ulteriormente l'esistenza di un legame tra la tettonica nell'area ionica e l'attività effusiva del l'Etna. Infatti, come descritto nel Par. 2.5, sia i grandi terremoti con epicentro nell'offshore ionico della Sicilia che quelli di minore intensità avvenuti nell'area etnea sono solitamente anticipati da eruzioni vulcaniche.

Nel corso della campagna MEDEE, oltre ai dati di sismica a riflessione multicanale ad alta risoluzione, che hanno consentito di ottenere ulteriori informazioni sulle strutture tettoniche più superficiali, sono stati acquisiti anche dati *multibeam* che hanno permesso di elaborare ed ottenere una carta delle riflettività del fondo mare e una dettagliata carta batimetrica dell'area. Da tali dati si è ottenuta una conferma dello stile tettonico dell'area in esame, avente direzione SE-NW.

L'utilizzo della sorgente sismica *single bubble* nel corso dell'acquisizione delle linee sismiche nell'ambito del progetto ETNASEIS ha inoltre consentito di individuare un'area ai limiti del confine crosta-mantello caratterizzata da una banda riflettente. Ciò ha permesso di mappare la profondità della Moho lungo il margine ionico della Sicilia orientale, individuando un'area di forte assottigliamento crostale nella fascia fra la scarpata di Siracusa-Malta e la faglia crostale F6 e poi ancora in corrispondenza dell'Etna.

Questo assottigliamento crostale è stato confermato anche dalla modellizzazione dei dati sismici terra-mare. Confrontando inoltre i modelli ottenuti lungo la linea sismica E2 ed E1 ed M31 si può notare che la discontinuità crosta-mantello tende, nell'offshore ionico, ad approfondirsi verso Nord con un'immersione compresa tra i 6° e gli 8°.

La modellizzazione dei dati terra-mare della linea E1 ha inoltre permesso di determinare lo spessore della crosta sotto l'edificio vulcanico, evidenziando, in corrispondenza della costa, un approfondimento della discontinuità crosta-mantello di circa 9 km rispetto a quanto determinato nell'*offshore* ionico nell'area della linea sismica E1.

Per lo studio delle strutture superficiali dell'edificio vulcanico etneo e del suo basamento sono state utilizzate tecniche di indagine di sismica a rifrazione e di sismica a riflessione multicanale. Quest'ultima ha permesso di identificare la profondità della struttura sedimentaria su cui giace il vulcano e la presenza di un *bright spot* nel settore sud-orientale del vulcano sul fianco della risalita di un corpo "intrusivo" con velocità vicina a 6 km/s.

La modellizzazione degli arrivi di scoppi effettuati lungo uno stendimento multicanale circondante il vulcano ha permesso di ottenere un'accurata analisi del campo di velocità dei depositi vulcanici, evidenziando la presenza di una velocità molto bassa nei primi 50 metri (0.64 km/s), seguita da velocità crescenti con la profondità, fino a 4.2 km/s a circa 500 metri di profondità dal piano campagna. Dall'analisi degli arrivi di scoppi effettuati ai limiti dell'edificio vulcanico è stato invece possibile modellare le strutture sedimentarie formanti il basamento del vulcano stesso. La modellizzazione di questi profili ha evidenziato la presenza di un'inversione di velocità al passaggio tra le strutture vulcaniche modellate con gli scoppi effettuati lungo la linea multicanale e quelle sedimentarie.

Le strutture sedimentarie superficiali nell'area dell'Etna presentano un notevole ispessimento nel settore meridionale, determinando così anche una profondità maggiore delle strutture sedimentarie del basamento. Nel settore settentrionale invece si registrano profondità maggiori nel settore orientale rispetto a quello occidentale. E' stato inoltre possibile determinare la profondità e la morfologia del basamento calcareo mesozoico riferibile ai calcari della piattaforma iblea che da Sud si immergono verso Nord.

La modellizzazione dei dati a rifrazione ha inoltre permesso di confermare la presenza di un corpo ad alta velocità presente nell'area della Valle del Bove. Esso è stato mappato, è stata definita la sua velocità (vicina a quella del basamento calcareo) e la profondità a cui si trova (dai 2 km a i 6 km sotto il livello del mare). Questo corpo ad alta velocità "inglobato" all'interno delle strutture sedimentarie può essere interpretato o come un'intrusione magmatica, che potrebbe rappresentare l'effetto dell'estensione crostale causata dalle faglie normali precedentemente descritte, oppure come un corpo vulcanico residuo, da associare ad un antico cratere.

Le strutture sedimentarie così modellate sono state successivamente utilizzate anche per la modellizzazione delle strutture a terra dei dati terra-mare, dalla quale è stata ottenuta un'ulteriore conferma, come nel caso del *ray-tracing* delle linee E1 ed M31, della bontà dei risultati ottenuti.

L'interpretazione e la modellizzazione di tutti questi dati ha consentito di mappare le faglie presenti nell'offshore ionico, che rappresentano la continuazione in mare del sistema delle Timpe presente a Est dell'Etna, e di confermare l'esistenza dello stretto legame tra il vulcanismo della Sicilia orientale e i terremoti causati da queste faglie.

Il progetto ETNASIS è uno dei primi tentativi di studio di ambienti vulcanici con metodologie sismiche. Un aumento del data-set potrebbe essere dato dall'utilizzo di *Ocean Bottom Seismometers* (O.B.S.) poste lungo le linee sismiche multicanale effettuate a mare. Esse avrebbero consentito di ottenere dei profili coniugati con i dati terra-mare dalle stazioni sismologiche, e quindi di avere maggiori punti di controllo nei modelli e di definire meglio le velocità. Tale metodologia è stata impiegata nel corso del progetto TENAP effettuato nel Gennaio 1997 nella Penisola Antartica, utilizzando sempre la sorgente SINBUS.

L'utilizzo delle O.B.S. potrebbe essere importante anche per la sorveglianza dell'attività sismica delle faglie mappate nell'offshore ionico indiziate di movimenti in atto (F4, F5 e F6). Tale monitoraggio, unito a quello della rete sismologica già presente a terra, permetterebbe un'osservazione più completa ed accurata degli eventi sismici e una migliore comprensione delle relazioni tra questi ultimi e il vulcanismo della Sicilia orientale.

La qualità dei risultati ottenuti convalidano la scelta dell'utilizzo comparato di diverse metodologie sismiche per lo studio del rischio sismico ed ambientale in situazioni geologicamente complesse.

Bibliografia

- ACCAINO F., ROMANELLI M., PETRONIO L., CERNOBORI L., LAIGLE M. & ETNASEIS GROUP, 1996, *Etna: refraction and near vertical seismic reflection data on the volcanic edifice*, 2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes, 2-4 May, Santorini Island, Greece, poster
- ADORNI G. & CARVENI P., 1993, *Geomorphology and seismotectonic elements in the Giarre area, Sicily*, Earth Surf. Proc. Land., **18**, pp. 275-283
- AGIP, 1977. *Temperature sotterranee*. F.lli Brugora, Milano, 1390 pp.
- AGIP, 1982, *Carta magnetica d'Italia, anomalie del campo magnetico residuo*, Foglio 0, map scale 1:500.000
- AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E., ZUPPETTA A., 1976, *L'arco Calabro-Peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*, Mem. Soc. Geol. It., **17**, pp. 1-60
- ANDERSON H. & JACKSON J., 1987, *The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea*, Geophysic. J. Astr. Soc., **91**, pp.613-637
- AUROUX C., MASCLE J., CAMPREDON R., MASCLE G. & ROSSI S., 1985, *Cadre géodynamique et evolution récente de la Dorsale Apulienne et de ses bordures*, Giornale di Geologia, ser. 3°, **47/1-2**, pp. 101-127
- AVEDIK F., RENARD V., ALLENOU J.P. & MORVAN B., 1993, "Single bubble" air-gun array for deep exploration, Geophysics, **58**, 3, pp. 366-382
- AVEDIK F., NICOLICH R., HIRN A., MALTEZOU 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, pp. 277-290
- AZZARO R., CARVENI P., LO GIUDICE E. & RASÀ R., 1989, *Il terremoto di Codavolpe (basso versante orientale etneo) del 29 gennaio 1989: campo macrosismico e fratturazione cosismica.*, Boll. Gruppo Naz. Vulc., **1**, pp. 1-12
- BABEL WORKING GROUP, 1991, *Recording Marine airgun shots at offsets between 300 and 700 km*, Geophys. Res. Let., **18**, pp.645-648
- BABEL WORKING GROUP, 1993, *Deep seismic reflection/refraction interpretation of crustal structure along BABEL profiles A and B in the southern Baltic sea*, Geophys. J. Int., **112**, pp. 325-343
- BABEL WORKING GROUP, 1993, *Integrated seismic studies of the Baltic shield using data in the Gulf of Bothnia region*, Geophys. J. Int., **112**, pp. 305-324

- BARATTA, 1910, *La catastrofe sismica calabro - messinese (28 dicembre 1908)*, Rel. Soc. Geogr. It., 496
- BARONE A., FABBRI A., ROSSI S. & SARTORI R., 1982, *Geological structure and evolution of the marine areas adjacent to the Calabrian Arc*, Earth Evol. Sci., **3**, pp. 207-221
- BEN-AVRAHAM Z. & GRASSO M., 1990, *Collisional zone segmentation in Sicily and surrounding areas in the Central Mediterranean*, Annales Tectonicae, **IV**, 2, pp. 131-139
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. & MOSTARDINI F., 1987, *Sicilia Orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*, Mem. Soc. Geol. It., **38**, pp. 429-458
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. & LE PICHON X., 1977, *From the Tethys Ocean to the Mediterranean Sea: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system*, IN: Symposium on the geological history of the Mediterranean basin, Biju-Duval B. and Montadert L. (Eds.), Paris, pp. 143-164
- BIJU-DUVAL B., MOREL Y., BAUDRIMONT A., BIZON G., BIZON J.J., BORSETTI A.M., BUROLLET P.F., CLAIREFOND P., CLAUZON G., COLANTONI P., MASCLE G., MONTADERT L., PERRIER R., ORSOLINI P., RAVENNE C., TAVIANI M. & WINNOCK E. (GROUPE ESCARMED), 1982, *Données nouvelles sur les marges du Bassin Ionien profond (Méditerranée orientale): résultats des campagnes Escarmed*, Rev. Inst. Franc. Petr., **37**, 6, pp. 713-731
- BIZON G., MULLER C. & VIEBAN F. (GROUPE ESCARMED), 1985, *Les sédiments mésozoïques et cénozoïques de Mer Ionienne*, Rev. Inst. Franc. Petr., **40**, 4, pp. 431-455
- BLACK R. A., DEEMER S. J. & SMITHSON S. B., 1991, *Seismic Reflection Studies in Long Valley Caldera California*. J. Geophys. Res., **96**, B3, pp. 4288-4300
- BOCCALETTI M., 1979, *Mesogea, Mesoparatethys, Mediterranean and Paratethys: their possible relation with Tethys Ocean development.*, Ofioliti, **4**, N.2, pp. 83-98
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L., 1984, *The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the Dynamic evolution of the Central Mediterranean*, Marine Geology, **55**, pp. 219-245
- BOMBACE M., DURANTE G. & FRANZONE D., 1985, *Problematiche sulla struttura profonda della Sicilia: il profilo Palermo-Sciaccia.*, Palermo, Ist. di Geologia, tesi di Laurea, A.A. 1983/84,
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. & CIAMPO G., 1980, *Osservazioni sull'evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano nel Miocene Inferiore: la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando*, Boll. Soc. Geol. It., **99**, pp. 365-393
- BORGIA A., FERRARI L. & PASQUARRÈ G., 1992, *Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna*, Nature, **357**, pp. 231-235

- BRAILE L.W. & CHIANG C.S., 1986, *The continental Mohorovicic Discontinuity: results from near-vertical and wide-angle seismic reflection studies*. In: reflection seismology: a global perspective M. Barazangi & L. Brown (eds.), Am. Geophys. Union, pp. 257-272
- CARAPEZZA E., CARROZZO M.T., COLELLA P., COSENTINO P., DE DOMENICO R., FRADELLA P., GAGLIANO CANDELA E., LUZIO D., MARGIOTTA C. & QUARTA T., 1987, *Interpretazione comparata sismica e gravimetrica lungo il profilo crostale Capo Milazzo-Geraci (Sicilia)*, Roma, Atti del VI Convegno annuale del Gruppo nazionale di Geofisica della Terra Solid, 14-16 dicembre
- CARBONE S., COSENTINO M., GRASSO M., LENTINI F., LOMBARDO G., & PATANÉ G., 1982 a, *Elementi per una prima valutazione dei caratteri sismotettonici dell'Avampese Ibleo (Sicilia Sud-Orientale)*, Mem. Soc. Geol. It., **24**, pp. 507-520
- CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F., 1982 b, *Considerazioni sull'evoluzione geodinamica della Sicilia sud-orientale dal Cretaceo al Quaternario*, Mem. Soc. Geol. It., **24**, pp. 367-386
- CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F., 1987, *Lineamenti geologici del Plateau Ibleo (Sicilia S.E.). Presentazione delle carte geologiche della Sicilia Sud-Orientale*, Mem. Soc. Geol. It., **38**, pp. 127-135
- CARDACI C., COVIELLO M., LOMBARDO G., PATANÉ G. & SCARPA R., 1993, *Seismic tomography of Etna volcano*, J. of Volcanology and Geothermal Res., **56**, pp. 357-368
- CARROZZO M.T., COLELLA P., LUZIO D., MARGIOTTA C. & QUARTA T., 1989, *Struttura crostale dell'area siciliana: un possibile modello tridimensionale*, Atti dell'8° Convegno GNGTS, pp. 487-500
- CASERO P., CITA M.B., CROCE B. & DE MICHELI A., 1984, *Tentativo di interpretazione evolutiva della Scarpata di Malta basata su dati geologici e geofisici*, Mem. Soc. Geol. It., **27**, pp. 233-253
- CASERO P. & ROURE F., 1994, *Neogene deformations at the Sicilian-North African plate boundary*, in F.ROURE (Ed.) "Peri-Tethyan Platforms", Ed. Technip, Paris, pp. 27-50
- CASSANO E., FICHERA R., ARISI ROTA F., 1986, *Rilievo aeromagnetico d'Italia. Alcuni risultati interpretativi*, Atti V Convegno G.N.G.T.S., vol. II, pp.939-962
- CASSINIS R., FINETTI I., GIESE P., MORELLI C., STEINMETZ L. & VECCHIA O., 1969, *Deep seismic refraction research on Sicily*, Boll. Geof. Teor. Appl., **11**, 43-44, pp.140-160
- CASSINIS R., FRANCIOSI R. & SCARASCIA S., 1979, *The structure of the Earth's crust in Italy: a preliminary typology based on seismic data*, Boll. Geof. Teor. Appl., **12**, p.82
- CASSOLA P., GIAMMARINO S. & PUGLISI D., 1990, *Elementi per l'inserimento in un quadro evolutivo paleogeografico e strutturale della successioni torbiditiche cretatiche della Catena Nebrodico-Peloritana (Sicilia nord-orientale)*, Mem. Soc. Geol. It., **45**, pp. 503-510

- CATALANO R., D'ARGENIO B. & TORELLI L., 1987, *From Sardinia Channel to Sicily Strait. A geological section based on seismic and field data*, in: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B., *The Lithosphere in Italy*, Atti Acc. Naz. Lincei, **80**, pp.109-127
- CERNOBORI L., NICOLICH R., ROMANELLI M., HIRN A., SACHPAZI M, AVEDIK F., GALLART J. & ETNASEIS GROUP, 1994, *The Sicilian margin to the Ionian basin and Mt. Etna*. EGS meeting, Grenoble
- CERNOBORI L., HIRN A., MC BRIDE J. H., NICOLICH R., PETRONIO L., ROMANELLI M. & STREAMERS/PROFILES WORKING GROUPS, 1996, *Crustal image of the Ionian basin and its Calabrian margins*, *Tectonophysics*, **264**, pp 175-189
- CERVENY V. & SOARES J.E.P., (1992), *Fresnel volume ray tracing*, *Geophysics*, **57**, 7, pp. 902-915
- CHESTER D. K., DUNCAN A. M., GUEST J. E. & KILBURN C. R. J., 1985, *Mount Etna: the anatomy of a volcano*, Chapman and Hall, London, 404 pp.
- CIMINALE M. & WASOWSKI J., 1989, *A 3D interpretation of the aeromagnetic data of Sicily: possible tectonic implications*, *Annales Tectonicae*, **III**, 2, pp. 140-146
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M., 1993, *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures*, *Annali di Geofisica*, **36**, 2, pp. 249-260
- CITA M.B., BENELLI F., BIGIOGGERO B., CHEZAR H., COLOMBO A., FANTINI SESTINI N., FREEMAN-LYNDE R., IACCARINO S., JADOU L., LEGNANI E., MALINVERNO A., MASSIOTTA P., PAGGI L. & PREMOLI SILVA I., 1980, *Contribution to the geological exploration of the Malta escarpment (Eastern Mediterranean)*, *Riv. Ital. Paleont.*, **86**, 2, pp. 317-356
- COLOMBI B., GIESE P., LUONGO G., MORELLI C., RIUSCETTI M., SCARASCIA S., SCHUTTE K.G., STROWALD J. & DE VISINTINI G., 1973, *Preliminary report on the seismic refraction profile Gargano-Palermo-Pantelleria (1971)*, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **15**, pp. 225-254
- COLOMBI B., GUERRA I., LUONGO G. & SCARASCIA S., 1979, *Profilo sismico a rifrazione Acireale-Terminimerese*, *C.N.R. Prog. Fin. Geodinamica*, Publ. n. **235**, Giannini Ed., Napoli, pp. 155-170
- COLTELLI M. & POMPILIO M., 1994, *Mt. Etna volcano- Guide book of the June 1994 field excursion*, proceedings of the course: the mitigation of volcano hazards, pp. 485-504.
- COPPOLA F., 1994, *Metodi sismici per la determinazione dei rischi vulcanici: strutture profonde del margine ionico del vulcano Etna*, Università di Trieste, Tesi di Laurea inedita
- CRISTOFOLINI R. & BATTAGLIA M., 1975, *Le manifestazioni basaltiche della zona di Francofonte nel quadro del vulcanismo dell'altipiano Ibleo*, *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**, pp. 185-207

- CRISTOFOLINI R., GHISETTI F., RIUSCETTI M. & VEZZANI L., 1979, *Neotectonic seismicity and volcanic activity in Northeastern Sicily*, In: VI Colloquium on the Geology of the Aegean Region, pp. 757-766
- CUMIN G., 1954, *Il terremoto di Codavolpe (versante orientale dell'Etna) dell'8/4/1950.*, Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania, **4**, pp. 474-483
- DELLA VEDOVA B. & PELLIS G., 1986, *Heat flow and subsidence of the deep Ionian basin*, Rapp. C.I.E.S.M., **30**, 2, 78
- DELLA VEDOVA B. & PELLIS G., 1988, *Thermal regime of the south-adriatic basin: preliminary reports*, Atti del 7° Conv. GNGTS, pp. 1403-1408
- DELLA VEDOVA B., PELLIS G. & PINNA E., 1989, *Studio geofisico dell'area di transizione tra il Mar Pelagico e la Piana Abissale dello Jonio*, Atti dell'8° Conv. GNGTS, pp. 543-558
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E. *et al.*, 1986, *Geological evolution of the Tethys belt from the atlantic to the pamirs since the Lias*. Tectonophysics, **123**, pp. 241-315
- DE ROSA R. MAZZOULI R. SCRIBANO B. & TRUA T. 1991, *Nuovi dati petrologici sulle vulcaniti dei Monti Iblei (sicilia sud-orientale): implicazioni genetiche e geotettoniche.*, Miner. Petrogr. Acta, **34**, pp. 133-151
- DE VOOGT B., TRUFFERT C., CHAMOT-ROOKE N., HUCHON P., LALLEMANT S & LE PICHON X., 1992, *Two-ships deep seismic soundings in the basin of the Eastern Med sea (psiphae cruise)*, Geophys. J. Int., **109**, pp. 536-552
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D., 1989, *Kinematics of the western Mediterranean*, in "Alpine Tectonics", edited by M.P. Coward, D. Dietrich & R.G. Park, Geol. Soc. Spec. Publ., **45**, pp. 265-283
- ELLIS M. & KING G., 1991, *Structural control of flank volcanism in continental rifts*, Science, **254**, pp. 839-842
- ENAY R., BIZON J.J., MASCLE G., MOREL Y., PERRIER R. & BIJU-DUVAL B., 1982, *Faunes du Jurassiques supérieur dans les séries pélagiques de l'escarpment de Malte (Mer Ionienne): implications paléogéographiques*, Rev. Inst. Franc. Petr., **386**, 6, pp. 733-757
- ENI, 1960, *Enciclopedia del petrolio e del gas naturale*, C.Colombo Ed., **6**, Roma
- FARRUGIA P. & PANZA G.F., 1981, *Continental character of the lithosphere beneath the Ionian Sea*, in CASSINIS R. (Ed.)
- FINETTI I., 1982, *Structure, stratigraphy and evolution of Central Mediterranean.*, Boll. Geof. Teor. Appl., **24**, pp. 247-312
- FINETTI I. & DEL BEN A.; 1986, *Geophysical study of the Tyrrhenian opening*; Boll. Geof. Teor. Appl.; **28**, pp. 75 - 156

- FLUEH E.R. & DICKMANN T., 1992, *Technical aspects of wide-angle data collection and processing*, In: Meissner R., Snyder D., Balling N. & Staroste E. (eds.), The BABEL Project, C.E.C.: report, pp. 123-130
- FOWLER C. M. R., 1990, *The Solid Earth - An Introduction to Global Geophysics*, Cambridge University Press
- FRULLINI A., 1995, *Studio del Margine Ionico della Sicilia: interpretazione di dati di sismica a riflessione e rifrazione*, Università di Pisa, Tesi di Laurea inedita
- GARDINIER W., GRASSO M. & SEDGELEY D., 1995, *Plio-Pleistocene fault movement as evidence for mega-block kinematics within the Hyblean-Malta plateau, Central Mediterranean*, *J. Geodynamics*, **19**, pp. 35-51
- GASPARINI C., IANNACCONE G., SCANDONE P. & SCARPA G., 1982, *Seismotectonics of the Calabrian Arc*, *Tectonophysics*, **84**, pp. 267-286
- GHISSETTI F. & VEZZANI L., 1980, *The structural features of the Iblean Plateau and of Mount Judica area (South-Eastern Sicily): a microtectonic contribution to the deformational history of the Calabrian Arc*, *Boll. Soc. Geol. It.*, **99**, pp. 57-102
- GHISSETTI F. & VEZZANI L., 1981, *Contribution of structural analysis to understanding the geodynamic evolution of the Calabrian Arc (Southern Italy)*, *Jour. Struct. Geol.*, **3**, 4, pp. 371-381
- GIUNTA G., 1985, *Problematiche ed ipotesi sul Bacino Numidico nelle Maghrebidi Siciliane*, *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**, pp. 239-256
- GIUNTA G., BELLOMO D., CARNEMOLLA S., PISANO A., PROFETA R. & RUNFOLA P., 1988, *La "Linea di Taormina": residuo epidermico di una paleostruttura crostale del fronte cinematico maghrebide?*, *Atti dell'8° Conv. GNGTS*, pp. 1197-1213
- GIUNTA G., 1991, *Elementi per un modello cinematico della Maghrebidi siciliane*, *Mem. Soc. Geol. It.*, **47**, pp. 297-311
- GRASSI G., 1865, *Relazione storica ed osservazioni sulla eruzione etnea del 1865 e su terremoti flegrei che la seguirono*, *Tip. Galatola, Catania*, 88 pp.
- GRASSO M. & REUTHER C.D., 1988, *The western margin of the Hyblean Plateau: a neotectonic transform system on SE Sicilian foreland*, *Annales Tectonicae*, **II**, 2, pp. 107-120
- GRASSO M. & BEN-AVRAHAM Z., 1992, *Magnetic study of the northern margin of the Hyblean Plateau, Southeastern Sicily: structural implications*, *Annales Tectonicae*, **VI**, 2, pp.
- GRASSO M., 1993, *Pleistocene structures along the ionian side of the Hyblean Plateau (SE Sicily): implications for the tectonic evolution of the Malta Escarpment*, in M.D. Max & P. Colantoni Eds., *Unesco Rep. Mar. Sci.*, **58**, pp. 49-54

- HARDY R.J.J. & HOBBS R. W., 1991, *Multiple suppression in deep water*, in: Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections, Geodynamics **22**, pp.383-389
- HAGEDOORN J. G., 1959, *The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections*, Geophysical Prospecting, **7**, pp. 158-182
- HINZ K., 1974, *Results of seismic refraction and seismic reflection measurements in the Ionian Sea*, Geol. Jahrb., Reihe Geophysik, **2**, pp. 33-65
- HIRN A., NERCESSIAN A., SAPIN M., FERRUCCI F. & WITTLINGER G., 1991, *Seismic heterogeneity of Mt. Etna: structure and activity*, Geophys. J. Int., **105**, pp. 139-153
- HIRN A., NICOLICH R., GALLART J., LAIGLE M., CERNOBORI L. & ETNASEIS SCIENTIFIC GROUP, 1997, *Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes*, Earth and Planetary Science Letters, **148**, pp.171-191
- HOBBS R. & KLEMPEREER S., 1991, *The Birps Atlas: deep seismic reflection profiles around the British Isles*, Cambridge University Press, pp. 9-17
- HSÜ K., MONTADERT L., BERNOULLI D., BIZON G., CITA M.B., ERICKSON A., FABRICIUS F., GARRISON R.E., KIDD R.B., MÈLIÈRES F., MÜLLER C. & WRIGHT R.C. (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY), 1978, *5. site 374: Messina abyssal plain*, Init. Rep. Deep Sea Dril. Proj., **XLII**, pp. 175-217
- KIEFFER G., 1971, *Depots et niveaux marins et fluviales de la region Catane (Sicile)*, Méditerranée, **5-6**, pp. 591-626
- KIEFFER G. & TANGUY J. C., 1993, *Evolution structurale, magmatique et dynamique d'un volcan "polygénique"*, Mem. Soc. Geol. France, **163**, pp. 253-271
- KLERKX J. & EVRARD P., 1970, *Les anomalies gravimétriques de l'Etna (Sicile) et l'évolution du Trifoglietto*, Ann. Soc. Geol. de Belgique, **t. 93**, pp. 145-147
- LABAUME P., BOUSQUET J. C. & LANZAFAME G., 1990, *Early deformations at a submarine compressive front: the Quaternary foredeep south of Mt. Etna, Sicily, Italy*; Tectonophysics, **177**, pp. 349-366
- LAIGLE M., PETRONIO L., ROMANELLI M., ACCAINO F., DIAZ J. & ETNASEIS GROUP, 1996, *Etna: data of cross-vulcano seismic transmission*, 2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes, 2-4 May, Santorini Island, Greece, poster
- LALLEMANT S., TRUFFERT C., HENRY P., CHAMOT-ROOKE N. & DE VOOGD B., 1994, *Spatial transition from compression to extension in the Western Mediterranean Ridge accretionary complex*, Tectonophysics, **234**, pp. 33-52
- LAUBSCHER H.P. & BERNOULLI D., 1977, *Mediterranean and Tethys.*, in The Ocean Basins and Margins, A. E. M. Nairn, W.H. Kaner, F.G. Stehli (Eds.), **4A**, The Eastern Mediterranean, Plenum Press, NY, pp. 1-28

- LENTINI F., 1982, *The geology of the Mt. Etna basement.*, Mem. Soc. Geol. It., **23**, pp. 7-25
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C., 1990, *Principali elementi strutturali del thrust belt appenninico-maghrebide in Sicilia centro-orientale*, Mem. Soc. Geol. It., **45**, pp. 495-502
- LOCARDI & NICOLICH, 1988, *Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino Centro-Meridionale: la nuova carta della Moho*, Mem. Soc. Geol. It., **41**, pp. 121-140
- LODDO M., PATELLA D., QUARTO R., RUINA G., TRAMACERE A. & ZITO G., 1989, *Application of gravity and deep dipole geoelectrics in volcanic area of Mt. Etna (Sicily)*, J. of Volcanology and Geothermal Res., **39**, pp. 17-39
- LO GIUDICE E. & RASÀ R., 1986, *The role of the NNW structural trend in the recent geodynamic evolution of the north-eastern Sicily and its volcanic implications in the Etnean area.*, Journ. of Geodyn., **25**, pp. 309-330
- LO GIUDICE E. & RASÀ R., 1992, *Very shallow earthquakes and brittle deformation in active volcanic areas: the Etnean region as an example.*, Tectonophysics, **202**, pp. 257-262
- LONGARETTI G. & ROCCHI S., 1990, *Il magmatismo dell'avampaese Ibleo (Sicilia Orientale) tra il Trias e il Quaternario: dati stratigrafici e petrologici del sottosuolo*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, pp. 911-925
- LONGARETTI G., ROCCHI S. & FERRARI L., 1991, *Il magmatismo dell'avampaese Ibleo (Sicilia Orientale) tra il Trias e il Quaternario: dati di sottosuolo della Piana di Catania dal Pleistocene al Miocene medio*, Mem. Soc. Geol. It., **47**, pp. 537-555
- LONGARETTI G., ROCCHI S. & FERRARI L., 1992, *Il magmatismo dell'avampaese Ibleo (Sicilia Orientale) tra il Trias e il Quaternario: le formazioni di sottosuolo dal Miocene al Quaternario*. 76° Congresso Soc. Geol. It. - Convegno SIMP, Firenze 21-23 settembre 1992. Poster
- MAKRIS J. & STOBBE C., 1984, *Physical properties and state of the crust and upper mantle of the eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data*, Marine Geol., **55**, pp. 347 - 363
- MAKRIS J., NICOLICH R. & WEIGEL W., 1986, *A seismic study in the Western Ionian Sea*, Ann. Geophys., **4**, B, 6, pp. 665-678
- MARTINSON D. G., PISIAS N. G., HAYS J. D., IMBRIE J., MOORE T. C. JR. & SHACKLETON N.J., 1987, *Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: development of high-resolution 0 to 300.000-year chronostratigraphy.*, Quaternary Res., **27**, pp. 1-29
- MASCLE G.H., 1979, *Etude géologique des Monts Sicani*, Riv. It. Paleont. Stratig., Mem. XVI, pp. 431

- MCBRIDE J.H., HOBBS R.W., HENSTOCK T.J. & WHITE R.S., 1994, *On the "wraparound" multiple problem of recording seismic reflections in deep water.*, *Geophysics*, **59**, (7), pp.1160-1165
- MC GUIRE W.J. & PULLEN A.D., 1989, *Location and orientation of eruptive fissures and feed-dykes at Mount Etna; influence of gravitational and regional tectonic stress regimes.* *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **38**, pp. 325-344
- MJELDE R., BERG E.W., STRØM A., RIISE O., SHIMAMURA H., KANZAWA T., SHIOBARA H., KODAIRA S. & FJELLANGER J.P., 1996, *An extensive Ocean Bottom Seismograph survey in the Vøring basin, N. Norway.*, *First Break*, **14**, (6), pp. 247-256
- MONACO C., PETRONIO L. & ROMANELLI M., 1995, *Tettonica estensionale nel settore orientale del Monte Etna (Sicilia): dati morfotettonici e sismici*, *Studi Geologici Camerti*, Vol. sp., pp. 363-374
- MONACO C. & VENTURA G., 1995, *Magmatic and structural features of the "Valverde Center" (Mt Etna, sicily)*, in stampa
- MONACO C., TORTORICI L., NICOLICH R., CERNOBORI L. & COSTA M., 1996, *From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian arc (Italy)*, *Tectonophysics*, **266**, pp. 233-249
- MOODY J.D. & HILL M.J., 1956, *Wrench-fault tectonics*, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **67**, 1207
- MORELLI C., GANTAR G. & PISANI M., 1975, *Bathymetry, gravity and magnetism in the strait of Sicily and in the Ionian Sea*, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **17**, pp. 3-10
- MULARGIA F., ACHILLI V., BROCCIO F. & BALDI P., 1985, *Evaluation of a seismic quiescence pattern in southeastern Sicily*, *Tectonophysics*, **116**, pp. 335-364
- NERCESSIAN A., HIRN A. & SAPIN M., 1991, *A correlation between earthquakes and eruptive phases at mt. Etna: an example and past occurrences.* *Geophys. J. Int.*, **105**, pp. 131-138
- NEUMANN R., EURARD P. & CORON S., 1985, *Interpretation des travaux magnetiques et gravimetriques à l'Etna*, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **27**, **106**, pp. 125-151
- NOTEBOOM J.J., *Signature and amplitude of linear air-gun arrays*, *Geophysical Prospecting*, **26**, pp. 194-201
- PATACCA E., SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V., 1979, *Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (South-eastern Sicily)*, *Geologica Romana*, **18**, pp. 331-369
- PATANÉ G. & IMPOSA S., 1987, *Tentativo di applicazione di un modello reologico per l'Avampaese Ibleo ed aree limitrofe*, *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**, pp. 341-359
- PATANÈ G., MONTALTO A., IMPOSA S. & MENZA S., 1994, *The role of regional tectonics, magma pressure and gravitational spreading in earthquakes of the eastern sector of Mt. Etna volcano (Italy)*, *J. of Volc. and Geoth. Res.*, **61**, pp. 253-266

- PEDLEY M., DEBONO G. & YEAMAN M., 1993, *Mesozoic structuring and volcanics along the Pelagian-Ionian boundary: a prelude to foundering of the Ionian Basin*, M.D. Max & P. Colantoni Eds., Unesco Rep. Mar. Sci., **58**, pp. 81-86
- PETRONIO L., CERNOBORI L., NICOLICH R., MARINO B., NIETO D. & GRUPPO ETNASEIS, 1995, *ETNASEIS: indagini sismiche per lo studio strutturale dell'area etnea*, Atti 13° Convegno G.N.G.T.S., pp. 135-138
- PETRONIO L., 1997, *Prospezioni sismiche per la valutazione del rischio sismico e vulcanico dell'area etnea e dell'offshore ionico della Sicilia*, Università di Trieste, Tesi di Dottorato inedita
- PLATANIA G., 1992, *Terremoto a Codavolpe (Etna) del settembre 1920.*, Boll. R. Oss. Geodin. Catania, **3-4**, pp. 2-8
- POSTPISCHL D., 1985, *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. CNR, Pr. Fin. Geodinamica, Grafico Bologna, 239 pp.
- RASÀ R., ROMANO R. & LO GIUDICE E., 1982, *Morphotectonic Map of Mt. Etna*. In: R. Romano (Ed.), Mount Etna Volcano. Mem. Soc. Geol. It., **23**
- RESTON T. J., 1996, *The S reflector west of Galicia: the seismic signature of a detachment fault*, Geophys. J. Int., **127**, pp. 230-244
- REUTHER C.D., 1987, *Extensional tectonics within the Central Mediterranean segment of the Afro-European zone of convergence*, Mem. Soc. Geol. It., **38**, pp. 69-80
- RICCÒ A. 1912, *Fenomeni geodinamici consecutivi alla Eruzione Etnea del Settembre 1911*, Boll. Soc. Sism. It., **16**, pp. 11-32
- RIGO M. & BARBIERI F., 1959, *Stratigrafia pratica applicata in Sicilia*, Boll. Serv. Geol. d'It., **80**, pp. 351-441
- RIUSCETTI M. & DISTEFANO R., 1970, *Il terremoto di Macchia (Catania).*, Boll. Geof. Teor. ed Appl., **13**, pp. 150-164
- ROMANELLI M., 1993, *Studio sismico del complesso di crosta inferiore nelle Serre (Calabria)*, Università di Trieste, Tesi di Dottorato inedita
- ROMANO R. & VILLARI L., 1973, *Caratteri petrologici e magmatologici del vulcanismo ibleo.*, Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **29**, pp. 453-484
- ROMANO R. & STURIALE C., 1982, *The historical eruptions of mt. Etna (volcanological data) : a review of the recent Earth Sciences studies*, Mem. Soc. Geol. Ital., **23**, pp.75-97
- ROSSI S. & SARTORI R., 1981, *A seismic reflection study of the external Calabrian Arc in the Northern Ionian Sea (Eastern Mediterranean)*, Mar. Geoph. Res., **4**, pp. 403-426
- SAFAR M.H., 1976, *Efficient design of air gun arrays*, Geophysical Prospecting, **24**, pp. 773-778

- SARTORI R., 1989, *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e i suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*, Gior. Geol., s.3, **51**, pp. 1-30
- SARTORI R., COLALONGO M.L., GABBIANELLI G., BONAZZI C., CARBONE S., CURZI P.V., EVANGELISTI D., GRASSO M., LENTINI F., ROSSI S. & SELLI L., 1991, *Note stratigrafiche e tettoniche sul "Rise di Messina" (Ionio nord occidentale)*, Giorn. Geologia, **53**, 2, pp. 49-64
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V., 1974, *The connection between Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and Sicily*, Mem. Soc. Geol. It., **13**, pp. 317-323
- SCANDONE P., PATACCA E., RADOICIC R., RYAN W.B.F., CITA M.B., RAWSON M., CHEZAR M., MILLER E., MCKENZIE J. & ROSSI S., 1981, *Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta escarpment (Central Mediterranean)*, Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., **65**, pp. 1299-1319
- SCANDONE P., 1982, *Structure ed evolution of the Calabrian Arc*, Earth Evol. Sci., **3**, pp. 172-180
- SCHMIDT FRIEBERG P., 1965, *Litostratigrafia petrolifera della Sicilia*, Riv. Min. Sicil., **15** (88-90), pp. 3-43
- SELVAGGI G. & CHIARABBA C., 1995, *Seismicity and P-wave velocity image of the Southern Tyrrhenian subduction zone*, J. Geophys. Res., **121**, pp. 818 - 826
- SENGÖR A.M.C. & JILMAZ J., 1991, *Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach*, Tectonophys., **75**, pp. 181-241
- SINTON J.M. & DETRICK R. S., 1992, *Mid-ocean ridge magma chambers*, J. Geophys. Res., **97**, pp. 197-216
- STEWART L., MC GUIRE W., VITA-FINZI C., FIRTH C., HOLMES R. & SAUNDERS S., 1993, *Active faulting and neotectonic deformation on the eastern flank of Mount Etna, Sicily*, Z. Geomorph. N.E. Suppl., **94**, pp. 73-94
- SUZUKI H., KASAHARA K., OTHAKE M., TAKAHASHI A., IKAWA T., ABE S. & KAWABE Y., 1992, *Underground Structure and Magmatic Activity of Izu-Oshima Volcano, Japan as Inferred from Seismic Reflection Survey*, J. of Vulcanology and Geothermal Res., **49**, pp. 105-117
- TANGUY J.C. & KIEFFER G., 1993, *Les éruptions de l'Etna et leurs mécanismes*, Mém. Soc. Géol. France, **163**, pp. 239-252
- TAPPONIER P., 1977, *Evolution tectonique du system alpin en Méditerranée: poinçonnement et encreusement rigide-plastique*, Bull. Soc. Geol. Fr., **19**, pp. 437-460
- TINTI S., 1991, *I maremoti*, Le Scienze-Quaderni, **59**, pp. 92-95.
- TORTORICI L., MONACO C., TANSI C. & COCINA O., 1995, *Recent and active tectonics in the Calabrian arc (southern Italy)*, Tectonophysics, **243**, pp. 37-55
- TOSI A., 1994, *Rischio vulcanico: indagine sismiche sul Monte Etna*, Università di Trieste, Tesi di Laurea inedita

- TRUFFERT C., CHAMOT-ROOKE N., LALLEMANT S., DE VOOGD B., HUCHON P. & LE PICHON X., 1993, *The crust of the Western Mediterranean Ridge from deep seismic data and gravity modelling*, *Geophys. J. Int.*, **114**, pp. 360-372
- UNDERHILL J.R., 1989, *Late Cenozoic deformation of the Hellenides foreland, Western Greece.*, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**, pp. 613-634
- VALASEK P., FREI W., STÄUBLE M. & HOLLIGER K., 1990, *Processing of the NFP-20 seismic reflection traverses across the Swiss Alps by the ETH-Zürich data processing center*, in: ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R. (Eds), *Deep Structures of the Alps*. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, Paris, **156**, *Mém. Soc. Géol. Suisse, Zürich*, **1**, Vol. Spec. Soc. Geol. It., Roma, **1**, pp. 55-64.
- VAAGE S, URSIN B. & HAUGLAND K., 1984, *Interaction between air guns*, *Geophysical Prospecting*, **4**, pp. 676-689
- VIDAL N., GALLART J., DAÑOBEITIA J.J & DIAZ J., 1995, *Mapping the Moho in the Iberian Mediterranean Margin by multicoverage processing and merging of wide-angle and near-vertical reflection data.*, In: *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, Kluwer-NATO Book, E. Banda, Talwani M. & Tornè M. (eds.), in press
- WEIGEL W., 1974, *Die Krustenstruktur unter dem Ionischen Meer nach Ergebnissen Refraktionsseismischer Messungen auf den Fahrten 17 und 22 des Forschungsschiffes Meteor*, *Hamburger Geophysikalische Einzelschriften*, **Heft 26**, 140 pp.
- WESTAWAY R., 1993, *Quaternary uplift of the southern Italy*, *J. Geophys. Res.*, **98**, pp. 21722-21741
- WIDESS M.B., 1973, *How is thin a bed?*, *Geophysics*, **38**, 6, pp. 1176-1180
- ZELT C.A. & SMITH R.B., 1992, *Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure*, *Geophys. J. Int.*, **108**, pp. 16-34
- ZELT C.A. & FORSYTH D.A., 1994, *Modeling wide-angle seismic data for crustal structure: Southeastern Grenville Province*, *J. of Geophys. Res.*, **99**, pp. 11687-11704
- ZIOLKOWSKY A., 1971, *Design of a marine seismic reflection profiling system using air guns as a sound source*, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **23**, pp. 499-530

APPENDICE A

Descrizione del metodo di inversione

Il metodo di inversione utilizzato è stato ideato da C.A. Zelt e R.B. Smith e permette di determinare simultaneamente un modello bidimensionale delle velocità e delle strutture lungo un profilo sismico. Per l'utilizzo del programma di inversione sono necessari alcuni dati di input, quali:

- dati che descrivano la geometrie e le velocità presenti nel modello;
- parametri che descrivano le posizioni degli scoppi e altri parametri utili, quali per esempio il tipo di raggi da tracciare;
- dati con i valori dei tempi da invertire e le rispettive posizioni dei ricevitori nel modello;
- parametri per la rappresentazione dei sismogrammi sintetici.

A.1 Parametri del modello

Il modello iniziale, che può anche discostarsi notevolmente dalla soluzione finale, descrive le velocità e la geometria per ogni strato considerato. Ogni strato può essere specificato con un numero arbitrario di punti, che sono connessi tra loro utilizzando un'interpolazione lineare. Le uniche restrizioni sulla costruzione del modello consistono nel vincolo nei limiti laterali degli strati, che devono essere identici per tutti, e nel vincolo sulle geometrie delle interfacce, che non possono intersecarsi tra loro. E' anche possibile porre degli spessori uguali a zero per uno strato, simulando così la presenza o di *pinch-out* o corpi isolati. In questo caso i trapezoidi adiacenti avranno le velocità definite su tre angoli invece di quattro.

In ogni strato la velocità viene specificata da dei nodi posti al tetto e alla base dello strato, la cui posizione non è necessariamente coincidente a quella dei nodi della geometria. In questo modo oltre a gradienti laterali, il metodo consente gradienti verticali di velocità all'interno di ogni strato. La velocità in ogni punto viene calcolata utilizzando il metodo dell'interpolazione lineare. Il modello può essere suddiviso in blocchi trapezoidali (vedi figura A.1), al cui interno la velocità varia in funzione dei valori che assume sui vertici, seguendo la legge:

$$v(x, z) = \frac{[c_1x + c_2x^2 + c_3z + c_4xz + c_5]}{(c_6x + c_7)} \quad (1)$$

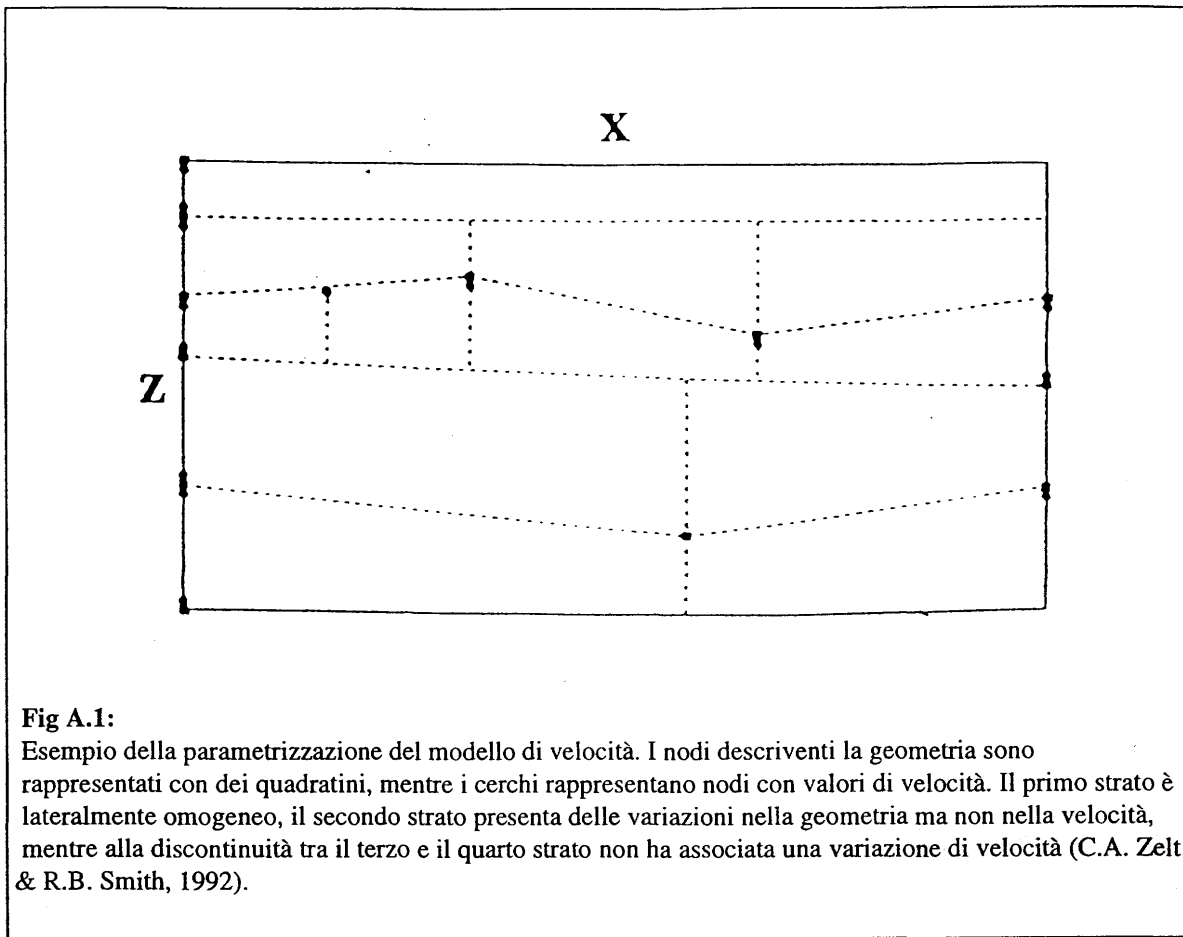


Fig A.1:
 Esempio della parametrizzazione del modello di velocità. I nodi descriventi la geometria sono rappresentati con dei quadratini, mentre i cerchi rappresentano nodi con valori di velocità. Il primo strato è lateralmente omogeneo, il secondo strato presenta delle variazioni nella geometria ma non nella velocità, mentre alla discontinuità tra il terzo e il quarto strato non ha associata una variazione di velocità (C.A. Zelt & R.B. Smith, 1992).

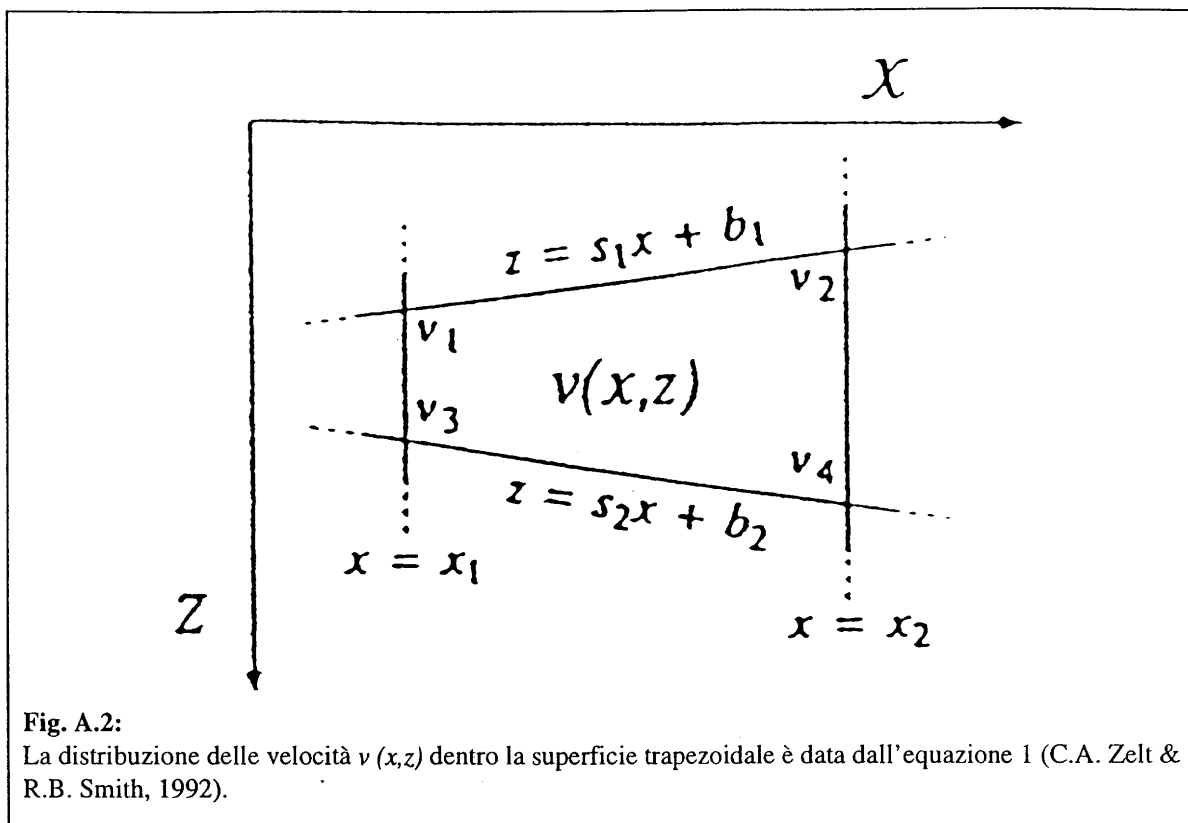
dove i coefficienti c_i sono combinazioni lineari delle velocità nei vertici, mentre x e z sono la distanza e la profondità.

$$\begin{aligned}
 c_1 &= s_2(x_2 v_1 - x_1 v_2) + b_2(v_2 - v_1) - s_1(x_2 v_3 - x_1 v_4) - b_1(v_4 - v_3) \\
 c_2 &= s_2(v_2 - v_1) - s_1(v_4 - v_3) \\
 c_3 &= x_1 v_2 - x_2 v_1 + x_2 v_3 - x_1 v_4 \\
 c_4 &= v_1 - v_2 + v_4 - v_3 \\
 c_5 &= b_2(x_2 v_1 - x_1 v_2) - b_1(x_2 v_3 - x_1 v_4) \\
 c_6 &= (s_2 - s_1)(x_2 - x_1) \\
 c_7 &= (b_2 - b_1)(x_2 - x_1)
 \end{aligned}
 \tag{1A}$$

Il termine s_i e b_i sono rispettivamente i coefficienti angolari e l'intercetta delle rette della figura A.2.

A.2 Il tracciamento dei raggi

Per il tracciamento dei raggi nel modello, viene utilizzata la teoria dei raggi asintotici di ordine zero, che permette di risolvere numericamente le equazioni del *ray-tracing* (Cerveny et al., 1977).



Le equazioni del tracciamento dei raggi bidimensionali sono due equazioni differenziali di primo ordine che possono essere scritte:

$$\frac{\delta z}{\delta x} = ctg\Phi \quad e \quad \frac{\delta\Phi}{\delta x} = \frac{(v_z - v_x ctg\Phi)}{v} \quad (2)$$

$$\frac{\delta x}{\delta z} = tg\Phi \quad e \quad \frac{\delta\Phi}{\delta z} = \frac{(v_z tg\Phi - v_x)}{v} \quad (3)$$

con le condizioni al contorno $x=x_0$, $z=z_0$ e $\Phi = \Phi_0$, dove Φ è l'angolo tra la tangente al raggio e l'asse z , v è la velocità dell'onda e v_x e v_z sono le derivate parziali della velocità rispetto alle coordinate x e z , dove z può essere sia positiva che negativa, ed aumenta con la profondità. Il punto (x_0, z_0) rappresenta la posizione della sorgente, mentre Φ_0 rappresenta l'angolo iniziale del raggio rispetto all'asse z . Il primo sistema viene utilizzato, con x come variabile di integrazione, quando la direzione dei raggi è vicina all'orizzontale, mentre il secondo viene risolto quando la direzione dei raggi è prossima alla verticale (con z come variabile di integrazione).

Per risolvere questo sistema di equazioni è stato utilizzato il metodo di Runge-Kutta (Sheriff & Geldart, 1983) con controllo degli errori, mentre all'intersezione di un raggio con una discontinuità viene applicata la legge di Snell.

La lunghezza Δ del passo usato per risolvere le due equazioni differenziali di primo ordine sopra scritte è un incremento nella direzione x o z a seconda del punto considerato. La traiettoria dei raggi viene calcolata con un passo Δ in cui:

$$\Delta = \frac{\alpha v}{|v_x| + |v_z|} \quad (4)$$

dove α è una costante definita dall'operatore. In questo modo vengono considerati i gradienti locali del campo di velocità.

La traiettoria dei raggi viene regolata tenendo conto delle derivate locali del campo di velocità, determinando, ad esempio nel caso di trapezi aventi un gradiente di velocità costante, delle traiettorie ad arco di cerchio. Un raggio tracciato attraverso il modello è così definito soltanto da un numero di punti finito, il cui numero e spaziatura dipendono dal valore di α . Il tempo di percorso totale di un raggio è calcolato dall'integrazione numerica lungo il percorso dei raggi usando le leggi descritte per le celle trapezoidali.

Si ha una convergenza rapida dell'inversione se sono selezionati particolari gruppi di raggi usando un metodo iterativo di bisezione descritta da Zelt & Ellis (1988). Un gruppo di raggi è definito come un insieme di raggi che ritornano indietro dallo stesso strato (vedi figura A.3), con angoli iniziali compresi tra due angoli limite.

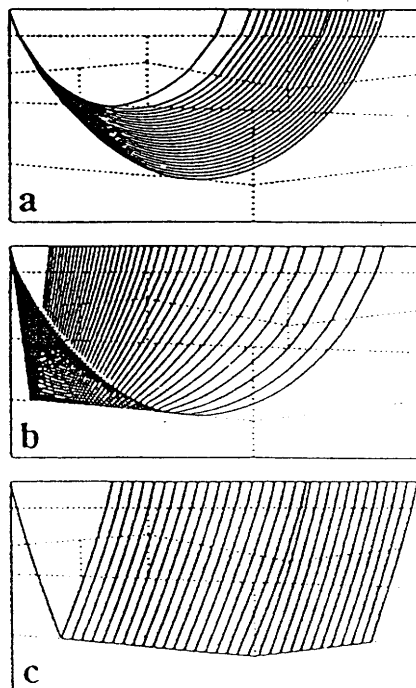


Fig. A.3: Esempi di gruppi di onde di penetrazione (a), riflesse (b), e onde di testa (c) provenienti da uno strato (C.A.Zelt & R.B. Smith, 1992).

Questi angoli iniziali sono calcolati analiticamente assumendo un modello omogeneo equivalente a quello sotto la sorgente. Il numero di raggi tracciati dipende principalmente dall'ammontare delle variazioni laterali. Questo accorgimento è particolarmente utile in strutture complesse con grandi gradienti laterali di velocità.

A.3 Inversione dei dati

Il tempo di percorrenza di un raggio fra una sorgente e un ricevitore è dato dall'equazione integrale:

$$t = \int_L \frac{l}{v(x,z)} dl, \quad \text{che in forma discreta diventa: } t = \sum_{i=1}^n \frac{l(i)}{v(i)}, \quad \text{in cui } \sum_{i=1}^n l(i) = L \quad (5)$$

dove $v(x,z)$ e L sono rispettivamente il campo di velocità e la lunghezza del percorso.

Da ciò si deduce che il tempo di percorrenza è una combinazione lineare dell'inverso della velocità lungo il percorso. L'inversione dei tempi di percorrenza dei raggi, invece, è un problema non lineare, poiché il suo percorso dipende di volta in volta dal campo di velocità incontrato. Nel programma di inversione tale problema viene linearizzato sviluppandolo in una serie di Taylor, tralasciando i termini di ordine superiore. Questo implica la necessità di un modello iniziale e di un approccio iterativo.

L'equazione linearizzata, tralasciando i termini di ordine superiore, è:

$$A\Delta m = \Delta t$$

dove A è una matrice delle derivate parziale, dimensionata $M \times N$ dove M è il numero di dati e N è numero di parametri del modello, Δm è il parametro del modello di aggiustamento del vettore e Δt è il tempo residuo di percorrenza dei raggi. La matrice A delle derivate parziali contiene gli elementi $\frac{\delta t_i}{\delta m_i}$ dove il numeratore rappresenta l'iesimo tempo di percorrenza e il denominatore

l'iesimo parametro del modello, o un valore di velocità o una profondità di uno strato, selezionato per l'inversione. Sia il vettore del tempo di percorrenza residuo Δt , che la matrice della derivate parziali A , sono calcolati a ogni prova del tracciamento dei raggi e, poiché le derivate parziali sono calcolate analiticamente, vengono evitati errori nel tracciamento dei raggi durante questa operazione. Dopo il *ray-tracing* il vettore dei parametri di correzione Δm viene risolto per l'equazione soprascritta e applicato al modello. Questa procedura viene ripetuta fino ad ottenere un buon accordo tra i tempi così ottenuti e quelli determinati dai dati reali.

Gli elementi della matrice delle derivate parziali vengono calcolati utilizzando la seguente equazione:

$$\frac{\delta t}{\delta v_i} = \int_L \frac{1}{v^2} \frac{\delta v}{\delta v_i} dl \quad (6)$$

dove v_i è l' i -esimo valore di velocità utilizzato per l'inversione. I valori delle derivate parziali all'interno dell'integrale possono essere calcolate utilizzando le equazioni 1 e 1A, mentre le derivate parziali associate ai nodi degli strati sono derivate da considerazioni geometriche (Spence, 1984).

L'utilizzo dell'analisi delle ampiezze al metodo di inversione, è potenzialmente molto utile. Il calcolo delle ampiezze è basato sulla teoria asintotica dei raggi di ordine zero e di primo ordine. Date comunque le numerosi componenti che possono influenzarla, si può considerare soltanto un trend generale delle variazioni delle ampiezze, oppure si possono determinare le ampiezze medie relative a differenti arrivi.

A.4 Alcune considerazioni sull'utilizzo del programma di inversione

Come già accennato il programma necessita di alcuni parametri di input, quali tempi osservati, i parametri del modello e i dati relativi alla posizione degli scoppi e al tipo di raggi da tracciare.

Nella costruzione dei modelli particolare attenzione va fatta nel caso in cui uno strato vada a chiudersi su un altro: In tal caso dal punto in cui avviene la chiusura, le velocità al tetto e al letto dello strato che si chiude devono essere uguali alle velocità, al letto o al tetto, dello strato su cui si chiudono.

Ad ogni arrivo considerato va applicata una label che consenta di attribuirlo o ad un arrivo di un onda di penetrazione o ad arrivi di onde riflesse o di testa da una discontinuità. Nella prima fase è consigliabile associare la medesima label ad arrivi di diversa natura e da diversi strati, al fine di stimare qual'è il tipo di arrivo più appropriato.

Una seconda considerazione che va fatta è quella di verificare che nel modello finale non siano presenti arrivi più veloci di quelli dei primi arrivi reali; ciò può essere fatto facendo tracciare tutti i raggi possibili.

L'utilizzo dei sismogrammi sintetici può aiutare, una volta ottenuto il modello finale, oltre all'analisi delle ampiezze, anche alla determinazione, nei dati reali, di eventi non considerati, che possono permettere un ulteriore affinamento del modello.

Ringraziamenti

Desidero ringraziare innanzitutto il Prof. R. Nicolich per avermi spinto e permesso ad acquisire esperienza anche nel campo dell'acquisizione del segnale sismico, facendomi partecipare, oltre ad alcune fasi del Progetto ETNASEIS anche alle campagne dei progetti Medee e TENAP. Per la partecipazione a quest'ultimo progetto devo ringraziare anche Bruno Della Vedova e Giulio Pellis.

Il Progetto ETNASEIS è stato soprattutto un lavoro di "gruppo" e voglio ringraziare tutti coloro che vi hanno partecipato. In particolare: Licio Cernobori, Lorenzo Petronio e Marco Romanelli e Guido Meton. Un ringraziamento va anche ad Alfred Hirn, Mireille Laigle e Josè Gallart per i proficui suggerimenti e le utili discussioni.

Oltre alle persone suddette vorrei ringraziare anche Andrea Raimondi, che ha sopportato con pazienza tutte le mie domande su Unix, Marco Stoka e Alberto Frullini.

Un saluto anche a tutte le altre persone che non ho ancora menzionato, ovvero: Gianni Schena, Corrado Paganini, Amanda Matussi, Claudio Chiaruttini e Fabrizio Ferigo

Desidero infine ringraziare anche Umberta Tinivella che ha letto ripetutamente e con pazienza questa tesi

