

## PARTE I

# ANALISI DELLA SISMICITÀ RECENTE DELL'APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO

Responsabile del progetto:

M. Cattaneo\*

*(Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova)*

*\*attualmente Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma*

### **Hanno collaborato inoltre:**

- *Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisico Sperimentale di Trieste (ex OGS):*  
Alberto Michelini, Aladino Govoni, Marco Romanelli, Giorgio Durì, Fausto Ponton, Alessandro Montanari
- *Osservatorio Geofisico Sperimentale di Macerata:*  
Raul Castro, Massimo Frapiccini, Giancarlo Monachesi, Marco Mucciarelli, Stefano Parolai, Luca Trojani
- *Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova:*  
Paolo Augliera\*, Dino Bindi, Caterina Burgisi, Daniele Spallarossa\*  
*\* INGV-GNDT c/o DipTeRis, Genova, attualmente INGV-Sezione di Milano*



## 1.0 INTRODUZIONE

Il 26 settembre 1997, due eventi sismici moderati ( $M_w=5.7$  alle 00:33 e  $M_w=6.0$  alle 09:40 UTC) si verificarono al confine regionale umbro-marchigiano vicino a Colfiorito in Italia centrale. La sequenza di repliche che seguì gli eventi principali ebbe un numero anomalo di terremoti con magnitudo confrontabile con quella delle scosse principali (Amato et al., 1998). Di fatto non si ebbero un grosso numero di vittime (meno di 20 persone rimasero uccise direttamente o indirettamente a causa del terremoto), ma i danni furono ingenti e vi furono gravi danneggiamenti su un'area abbastanza estesa. Si noti che questa parte degli Appennini non è nuova ad eventi sismici di questa entità ed in passato eventi come quelli di questa sequenza si verificarono più volte in Umbria-Marche (e.g., Boschi et al., 1995; Stucchi et al., 1997).

Il calcolo del tensore del momento sismico degli eventi maggiori della sequenza ha indicato il verificarsi di meccanismi di faglia normale (Ekstrom et al., 1998) che sono in accordo con l'orientazione regionale del campo di sforzi e la sismotettonica di questa parte degli Appennini (e.g., Lavecchia et al., 1994).

Nelle prime due settimane che seguirono le scosse principali, l'attività sismica si concentrò intorno all'epicentro delle medesime. Dopo questo periodo iniziale, la sequenza di repliche migrò verso S e, il 12 ed il 14 ottobre, due terremoti con magnitudo superiore a 5 (Ekstrom et al., 1998) si verificarono nei pressi di Sellano a circa 15-20 km a SE di Colfiorito.

Una descrizione preliminare della sequenza viene fornita da Amato et al. (1998) mentre una descrizione più completa, in quanto si avvale dei dati digitali raccolti dalle stazioni delle reti fisse regionali di Umbria, Marche e Abruzzi, viene fornita nei paragrafi successivi. All'inizio della sequenza sismica venne installata, da parte di una serie di istituzioni capitanate dall'Istituto Nazionale di Geofisica (ING), una rete temporanea di 26 stazioni in prossimità degli epicentri delle scosse principali del 26 settembre. Comunque, durante la sequenza l'attività sismica, come si è anticipato, migrò verso S e divenne di una certa importanza complementare l'esistente geometria di acquisizione con ulteriori stazioni.

In questo capitolo introduttivo e nel seguente si riassumerà la geologia della regione, si descriverà brevemente la rete di 15 stazioni che venne installata nella parte meridionale della sequenza (rete temporanea GNDT-SSN), si presenteranno i risultati dell'inversione simultanea per la struttura di velocità e gli ipocentri dei tempi di arrivo relativi ai terremoti di detta rete temporanea ed, infine, si forniranno alcune conclusioni preliminari basate sulla sismicità e la geologia della zona.

## 1.1 Storia tettonica regionale ed assetto strutturale

L'Appennino umbro-marchigiano è una catena *fold-and-thrust* di avanpaese che si formò nell'ultima fase dell'orogenesi alpino-himalayana. Queste montagne si compongono di rocce marine sedimentarie che costituiscono la così chiamata "sequenza umbro-marchigiana" la quale registra fedelmente l'evoluzione dal Triassico al Pleistocene di un mare epirico (Dercourt et al., 1993). In sintesi, la storia tettono-stratigrafica del bacino dell'Umbria-Marche può venir divisa in due fasi principali (Alvarez e Montanari, 1988):

- 1) una fase tettonico estensiva dal Triassico all'Oligocene durante la quale si formò, su una costa in subsidenza, una sequenza carbonatica marina multistato di circa 3 km (e.g., D'Argenio, 1970; Channel et al., 1979);
- 2) una fase orogenica, dal Miocene al Pliocene, nella quale si è depositata una sequenza silicoclastica (flysch e post-flysch) nei bassi strutturali orientati ed allungati lungo l'asse NO-SE ed il cui spessore massimo può raggiungere i 3 km (e.g., Centamore et al., 1978).

Dopo l'inizio della prima fase nel Triassico, che come si è detto fu caratterizzata da subsidenza a livello regionale del basamento metamorfico Ercinico come espresso dal deposito della formazione del Verrucano, dei carbonati di acque basse delle anidriti di Burano e le formazioni del Monte Cetona, il bacino umbro-marchigiano fu sottoposto a due periodi di subsidenza. Nel primo periodo, dalla base del Giurassico al Cretacico Inferiore, la presenza di faglie normali attive generò un complesso di blocchi in subsidenza che portarono al crearsi di topografie strutturali irregolari con alti (horsts) ed adiacenti depressioni (grabens e/o semi-grabens; e.g., Colacicchi et al., 1970; Coltorti e Bosellini, 1980; Bice e Stewart, 1985; Alvarez, 1989). Durante la seconda fase estensionale, dal Cretacico Superiore all'Oligocene Inferiore, il ruolo giocato dalla tettonica distensiva e dalla subsidenza a blocchi si ridusse in maniera significativa. Questi due episodi tettonici estensivi sono separati da un periodo di relativa quiescenza tra l'Aptiano ed il Turoniano.

Durante il periodo compreso tra il Cretacico e l'Oligocene, la riattivazione di una fase di tettonica distensiva è indicata da fenomeni di "slumping" e la formazione di calcareniti di origine turbiditica in alcune particolari zone di depressione strutturale (e.g. Alvarez et al., 1985; Chan et al., 1995; Montanari et al., 1989), ma queste sono di gran lunga meno cospicue di quelle del periodo tra Giurassico e Cretacico Inferiore. Si noti anche che in tutta la regione umbro-marchigiana, tutte le facies di acqua profonda non presentano depositi extra-formazionali. Solo lungo i margini del bacino, per esempio nella zona del Monte Conero a S di Ancona, o in prossimità dell'Abruzzo (Appennini Centrali; vedi Fig. 1.1) dove sussistette per tutto il periodo la formazione di una piattaforma di acque poco profonde, le sequenze di bacino presentano facies di tipo slump e turbiditico ed includono frammenti provenienti dalle piattaforme carbonatiche erose (e.g., Crescenti et al., 1969; Baldanza et al., 1982; Alvarez et al., 1985; Colacicchi et al., 1986; Monaco et al.,

1987). Nel contesto dell'assetto strutturale attuale della regione, e perciò della sua evoluzione sismotettonica, è importante rilevare che la fase distensiva Giurassico-Oligocenica instaurò una serie di faglie normali attraverso la spessa serie carbonatica e forse addirittura attraverso il basamento Ercinico. In molti casi, queste faglie furono riattivate durante la fase orogenica compressionale e, alcune di loro, possono essere tuttora attive.

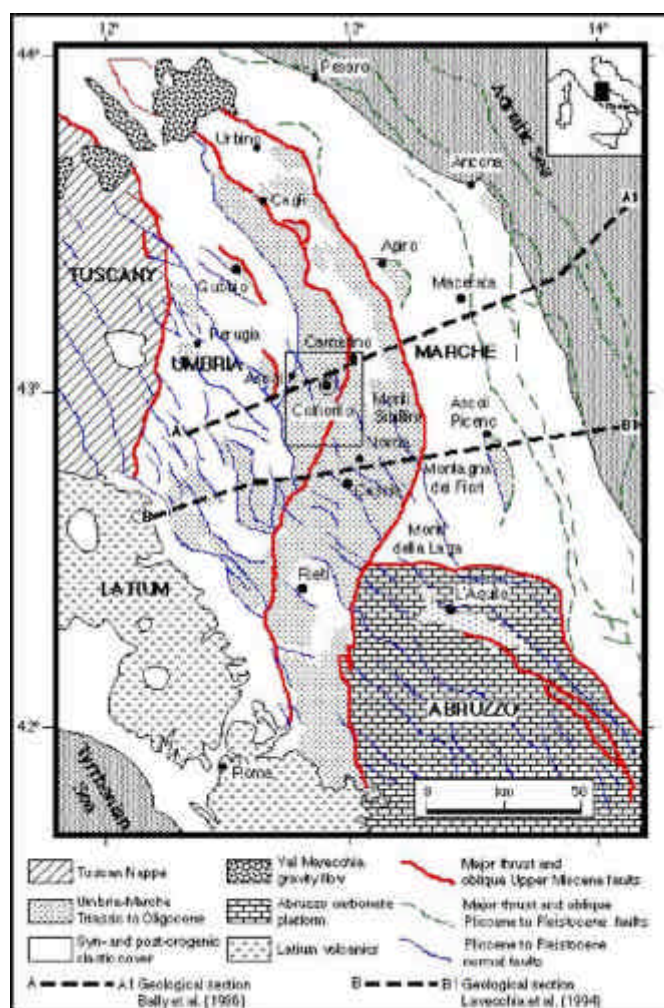


Fig 1.1 - Mappa geologica semplificata degli Appennini nord-orientali. Il pattern di faglie è tratto da Lavecchia et al. (1994). Le linee A-A1 e B-B1 rappresentano le tracce delle sezioni geologiche mostrate in Figura 1.2. Il rettangolo evidenziato si riferisce alla zona epicentrale dei terremoti dell'Umbria-Marche del 1997 (vedi Figura 2.1 e seguenti).

Per quel che riguarda la fase finale dell'orogenesi degli Appennini settentrionali, l'aspetto più peculiare della sua evoluzione è che questa catena "fold-and-thrust" progradante verso E è stata sottoposta simultaneamente a deformazioni estensive e compressionali. In pratica, durante tutto il periodo in cui vi è stata la formazione delle pieghe e di sovrascorrimenti, il fronte compressionale è stato sempre accoppiato con una parte distensiva nella sua parte più interna (e.g., Castellarin, 1982; Malinverno e Ryan, 1986; Boccaletti et al., 1991). Questo chiaramente implica che gli sforzi tettonici non erano applicati davanti o dietro e trasmessi attraverso la litosfera, ma richiede il movimento della parte assiale della catena stessa (Pialli e Alvarez, 1987).

Liotta et al. (1998), nell'interpretazione della linea a sismica a riflessione CROP03, hanno trovato che le strutture tettoniche del basamento differiscono da quelle che deformano le sovrastanti e cioè la parte di copertura degli Appennini settentrionali. Secondo questi autori, un processo di rifting che procede verso E porta ad un piegamento della parte esterna della crosta con relativa applicazione di sforzi compressivi sulla litosfera Adriatica.

L'attività sismica negli Appennini umbro-marchigiani manifesta chiaramente questo accoppiamento sincrono (o dualità) tra regimi distensivi e compressivi. I meccanismi focali dei terremoti in prossimità della costa mostrano tutti una componente compressiva preponderante mentre i terremoti nella parte interna della catena, tra 50 e 150 km ad O della costa adriatica, sono di natura spiccatamente distensiva (e.g., Lavecchia et al., 1994; Boncio et al., 1998).

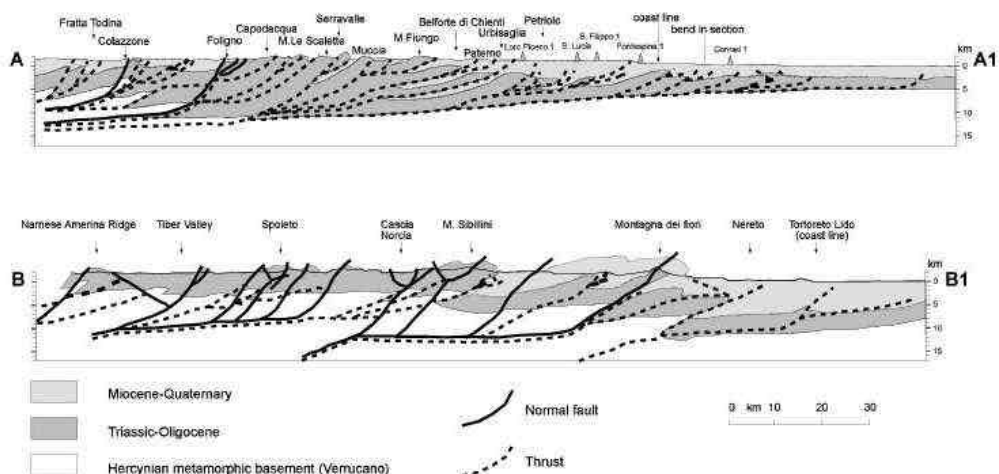


Fig 1.2 - Sezioni geologiche attraverso gli Appennini umbro-marchigiani, basati su Bally et al. (1986 - sezione A-A1), e Lavecchia et al. (1994 - sezione B-B1).

Un punto critico degli attuali studi sismologici per la regione umbro-marchigiana è capire come gli studi geofisici, i dati sismici, i modelli tettonici e la geologia di campagna possono tutti contribuire alla costruzione di dettagliate ed accurate sezioni geologiche bilanciate da usare come base strutturale e che, in ultima analisi, possono essere utilizzate per l'individuazione delle faglie attive. Al momento, solamente due sezioni bilanciate, di cui una attraversa la zona epicentrale della sequenza in oggetto mentre l'altra vi passa vicina, sono disponibili in letteratura. La prima sezione, che venne preparata da Bally et al. (1986) sulla base di linee sismiche a riflessione, attraversa la zona epicentrale vicino a Colfiorito (vedi Fig. 1.1 e sezione A-A1 in Fig. 1.2). L'altra, basata principalmente su rilevamento di campagna e meccanismi focali, è stata proposta da Lavecchia et al. (1994) ed attraversa la zona epicentrale del terremoto del 1979 a Norcia (vedi Fig. 1.1 e sezione B-B1 in Fig. 1.2).

Queste due sezioni verticali differiscono sostanzialmente tra di loro in quanto riflettono dei modelli concettuali diversissimi per quel che riguarda le modalità di deformazione in *fold-and-thrust belts*. In Bally et al. (1986), l'intera catena nord-Appenninica è caratterizzata da pieghe e sovrascorrimenti la cui origine è al contatto tra il basamento Ercinico e la serie carbonatica mesozoica.

Il contatto tra il basamento ed il prisma sovrastante costituito da rocce sedimentarie deformate rappresenta una superficie di distacco a livello regionale la quale immerge dolcemente a ovest. L'esistenza di faglie normali ed un interessamento del basamento nella formazione del prisma di accrescimento si trovano solamente nella parte più occidentale della catena (e cioè ad ovest di Capodacqua). In pratica, la sezione geologica di Bally ed i suoi co-autori riflette un tipo di deformazione tettonica di tipo *thin-skinned*.

Viceversa, la sezione di Lavecchia et al. (1994) rappresenta un tipo di deformazione *thick skinned* caratterizzata dal coinvolgimento del basamento nella deformazione della crosta superiore. Il fronte della catena, a est di Montagna dei Fiori, è dominato da sovrascorrimenti, mentre su tutto il resto della catena, una tettonica distensiva è in atto su superfici di sovrascorrimento pre-esistenti. Questo tipo di deformazione e di conformazione strutturale è stata adottata anche in altri studi strutturali e sismologici recenti negli Appennini umbro-marchigiani ed è corroborato dai recenti dati sismologici (e.g., Boncio et al., 1998).

## 2.0 RETI SISMICHE MOBILI IN UMBRIA-MARCHE

### 2.1 CD-ROM del data-set rete temporanea

I dati acquisiti durante la campagna di acquisizione svolta in Umbria-Marche nel periodo 18 ottobre – 3 novembre 1997 sono stati raccolti in un data set relazionato adeguatamente organizzato per la distribuzione su CD-ROM. Dopo un lungo lavoro di validazione delle forme d'onda e delle letture, i dati sono stati integrati con quelli delle stazioni più vicine alla zona della sequenza (tre stazioni appartenenti alla Rete Sismometrica Marchigiana (RSM) gestita dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Macerata (OGSM) e cinque stazioni appartenenti alla Rete Sismometrica dell'Umbria (RESIL) gestita dall'Osservatorio Bina di Perugia). Il data set complessivo è costituito da 621 eventi completi di forme d'onda (10459 tracce), letture delle fasi, localizzazioni, magnitudo Wood-Anderson e dati relativi alle 23 stazioni utilizzate (posizione, strumentazione e calibrazione).

Per la distribuzione dei dati alla comunità scientifica è stato scelto un'approccio di massima portabilità utilizzando gli standard più diffusi (ISO9660 più estensioni Rockridge e Joliet per il filesystem del CD-ROM) e formati dati accessibili con programmi di pubblico dominio presenti su tutte le piattaforme più diffuse (GNU *tar* e *gzip* per la compressione). I dati delle forme d'onda sono stati scritti in un formato ASCII simile a quello XPITSA arricchito di tutte le informazioni accessorie sulla stazione, sulle fasi lette e sulla localizzazione dell'evento. I dati relativi a ciascun evento sono stati raggruppati e compressi in unico file denominato a partire dal tempo di registrazione. I file degli eventi sono stati organizzati in directory mese/giorno per permettere l'accesso diretto basato sul tempo di registrazione. Inoltre è stato aggiunto un file indice contenente tutte le informazioni necessarie sui dati scritto in un formato facilmente leggibile e filtrabile con strumenti standard di parsing (tipo GNU *grep* e *awk*). Ciò consente all'utente esperto di filtrare, selezionare ed importare gli eventi di interesse dal CD-ROM con semplici script. Sempre in formato ASCII sono stati aggiunti i dati relativi alle stazioni completi di coordinate di posizione, tipologia della strumentazione del sito e dati di calibrazione dei sismometri. Questi ultimi sono disponibili anche in formato PAZ. Tutte le operazioni necessarie per la creazione del data set in formato distribuibile sono state implementate in un apposito programma che prende in input un file di descrizione dei dati contenente le informazioni accessorie (fasi, localizzazioni, geometria della rete) e le directory contenenti i dati di forma d'onda in vari formati (attualmente supporta *sac*, *ah*, *m88* e *pcSUDS*), controlla le associazioni e le finestre temporali, realizza tutti i file indice e costruisce la gerarchia di directory contenente le forme d'onda nel formato precedentemente descritto.

Come ulteriore chiave di accesso ai dati è stata realizzata un'interfaccia HTML che permette tramite semplici tabelle contenenti la descrizione dei singoli eventi di ricercare, valutare ed importare i dati dal CD-ROM. Tale interfaccia è completa di descrizione della geometria della rete, di cartine di localizzazione per ogni giorno di



registrazione e dei plot di tutte le forme d'onda. Il tutto è accompagnato dalla documentazione relativa alla realizzazione del progetto, all'organizzazione ed al formato dei dati. Anche per questa operazione è stato realizzato un apposito programma che genera tutta la gerarchia dei file HTML, con gli appositi link agli eventi ed ai dati su disco e realizza, mediante il package GMT, tutti i plot dei dati.

Sono state stampate in tutto 100 copie del CD-ROM (è la tiratura minima realizzabile commercialmente) ed è stata organizzata la spedizione agli utenti che ne hanno fatto richiesta. Sfruttando l'interfaccia realizzata è stato messo a punto un sito WEB che permette l'accesso a tutti i dati del CD-ROM all'indirizzo:

*<http://wave.crs.ogs.trieste.it/Umbria97/>*

Oltre al contenuto del CD-ROM è presente un modulo per la richiesta di un copia dello stesso ed un altro per la ricerca/selezione degli eventi di interesse ed il loro batch-download dal server. L'accesso ai dati per il download è comunque effettuabile anche tramite server ftp anonymous sempre allo stesso indirizzo.

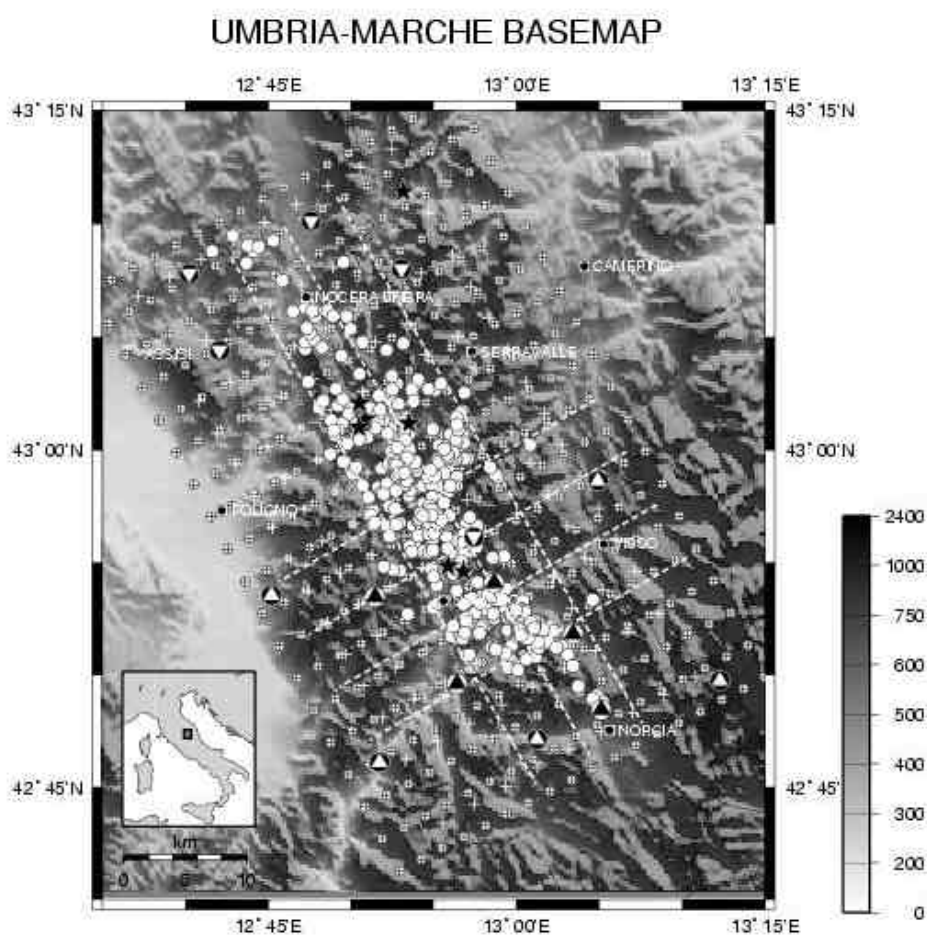
## **2.2 Analisi dati rete temporanea**

Le stazioni sismiche utilizzate in questo lavoro appartenevano al Dipartimento Scienze della Terra dell'Università di Genova (DISTER, dal 1/1/1999 la denominazione è cambiata in Dipartimento per lo studio del Territorio e delle sue Risorse, DIPTERIS), all'Osservatorio Geofisico Sperimentale, Trieste (OGS; in collaborazione con il DINMA, Università di Trieste) ed al Servizio Sismico Nazionale (SSN).

Il sistema di acquisizione installato in campagna consisteva in 10 MarsLite/20 bit e 5 Reftek 72A-07/HD TERRAPROBE/24 bit. I sismometri in dotazione erano di 3 tipi, ad 1 s ed a 5 s di periodo proprio (LE-3D) ed infine a 2 Hz (Mark L22/3D). Ulteriori dettagli sull'acquisizione impiegata in campagna si trovano nella didascalia della Fig. 2.1 ove è plottata anche la geometria della rete. Le quattro stazioni disposte a N (ARM1, SPRE, COLL e LAVE) e RASE a S, vennero installate dal SSN all'inizio della sequenza il giorno 29-10-97, mentre le rimanenti 10 stazioni a S vennero installate il 18 ottobre 1997. L'acquisizione terminò il 3 novembre quando oramai la sequenza era diminuita sensibilmente in numero di terremoti e magnitudo. In pratica, le stazioni installate a S sono state disposte approssimativamente su due cerchi concentrici (Fig. 2.1).

Le cinque stazioni Reftek, dotate di sismometri a 2 Hz, sono state disposte sul cerchio interno mentre le rimanenti stazioni sono state sistemate su quello esterno. Questa geometria ha permesso di ottenere localizzazioni molto accurate degli eventi che si verificavano in questa parte della zona epicentrale. Inoltre, le quattro stazioni disposte a N hanno assicurato delle localizzazioni attendibili per tutti gli eventi della sequenza durante il periodo operativo della rete (cioè: anche per gli eventi che si verificavano più a N della zona più propriamente coperta dalla rete). Tutte le stazioni hanno acquisito in continuo e tutti gli orologi interni erano sincronizzati al tempo GPS. I dati erano inizialmente campionati a 125 Hz.

Le 11 stazioni a S sono state installate in una zona compresa tra 5 km a NO di Sellano a Nord e Cascia, Norcia e i Monti Sibillini a S (Fig. 2.1). Geograficamente, la rete era disposta in modo da coprire il gap sismico tra la sequenza di Norcia del 1979 (e.g., Decshamps et al., 1984) e l'area interessata dalla prima parte della sequenza del 1997. Più di 600 terremoti con  $M_L > 2$  sono stati registrati durante il periodo in cui la rete è stata operativa (18/10-11/3/97; Fig. 2.1). Gli eventi sono stati selezionati utilizzando un programma di associazione delle fasi sviluppato "ad hoc" e, durante il periodo di interesse, all'incirca metà degli eventi selezionati si sono verificati all'interno della parte ben coperta della rete.



*Fig 2.1 - Mappa della zona epicentrale. I triangoli indicano la rete sismica temporanea installata dai ricercatori del GNDT e del SSN. Gli epicentri dei 600+ eventi che sono stati identificati durante i 17 giorni di operatività della rete sono rappresentati da cerchi. I reticoli di inversione sono rappresentati tramite cerchi con croce all'interno (CS) e mediante croci (LS).*

## 2.3 Tomografia locale

I modelli 3-D sono stati determinati utilizzando gli algoritmi di inversione simultanea sviluppati da Thurber (1983) e da Michelini e McEvelly (1991). Entrambi i metodi invertono simultaneamente i tempi di arrivo di fasi P e S per ottenere i modelli 3-D delle velocità delle onde P e S e le localizzazioni ipocentrali che soddisfano meglio i dati. La principale differenza tra i due metodi è nel tipo di parametrizzazione che adottano: funzioni di base lineari (LS) e cubiche (CS) sono utilizzate rispettivamente dal programma di Thurber e da quello di Michelini e McEvelly. Il metodo di inversione di matrici sparse di grandi dimensioni denominato LSQR introdotto da Paige e Saunders (1982) era implementato in entrambi i metodi.

Per preservare, per quanto possibile, il maggior grado di *self-consistency* per quel che riguarda il tipo di parametrizzazione tra i modelli 1- e 3-D, i modelli 1-D di partenza per l'inversione 3-D erano anch'essi rappresentati mediante le stesse funzioni di base utilizzate dai due algoritmi.

### 2.3.1 Modelli di velocità 1-D

Ottenere dei modelli di velocità 1-D accurati è di importanza critica per poi svolgere delle inversioni per i modelli 3-D che abbiano un certo significato (e.g., Kissling et al., 1994). In questo studio abbiamo adottato un approccio tipo Montecarlo per verificare il grado di convergenza al miglior modello 1-D che soddisfi i dati. Sul pannello di sinistra della Fig. 2.2 abbiamo plottato i modelli iniziali per cui abbiamo verificato l'inversione 1-D.

Sul pannello di destra abbiamo plottato i risultati di tutte le inversioni 1-D effettuate. Si nota che i dati vincolano bene il modello dalla superficie fino a 8 km di profondità e che la funzione velocità-profondità è in accordo con quelle disponibili per le rocce carbonatiche di questa parte degli Appennini. La linea a tratti di grosso spessore indica il modello 1-D di background utilizzato per l'inversione a LS, mentre la linea grossa indica il modello 1-D adottato per l'inversione con CS.

Lo scarto quadratico medio pesato (rms) degli arrivi P per entrambe le parametrizzazioni è di 0.067 s. Desideriamo rimarcare che i modelli 1-D dipendono anche dalle modalità con cui vengono pesati i dati (es.: peso in funzione della distanza epicentrale e del valore del residuo) e, per un certo ammontare, anche dalla discretizzazione. Per esempio, in altri tests che non sono mostrati qui, abbiamo trovato che modelli 1-D con velocità superficiali inferiori (4.5 km/s) permettevano di ottenere degli rms dei residui simili a quelli ottenuti con i modelli di Fig. 2.2.

Tuttavia, questi modelli prevedevano velocità dell'ordine di 6.9-7.0 km/s a 9 km di profondità che sembrerebbero essere poco realistici per la zona in esame. Abbiamo anche provato ad analizzare il modello di velocità 3-D delle onde S. In generale, abbiamo trovato che i valori del rapporto  $V_p/V_s$  erano generalmente piuttosto elevati (tra 1.8 e 1.9). Tuttavia, in quanto segue non interpretiamo il modello S 3-D in quanto abbiamo verificato poca congruità con quello P.

Questo fatto può essere spiegato con la difficoltà a leggere gli arrivi S specialmente in sequenze come questa caratterizzata da eventi molto superficiali con arrivi S poco impulsivi e che giacciono nella coda delle onde P.

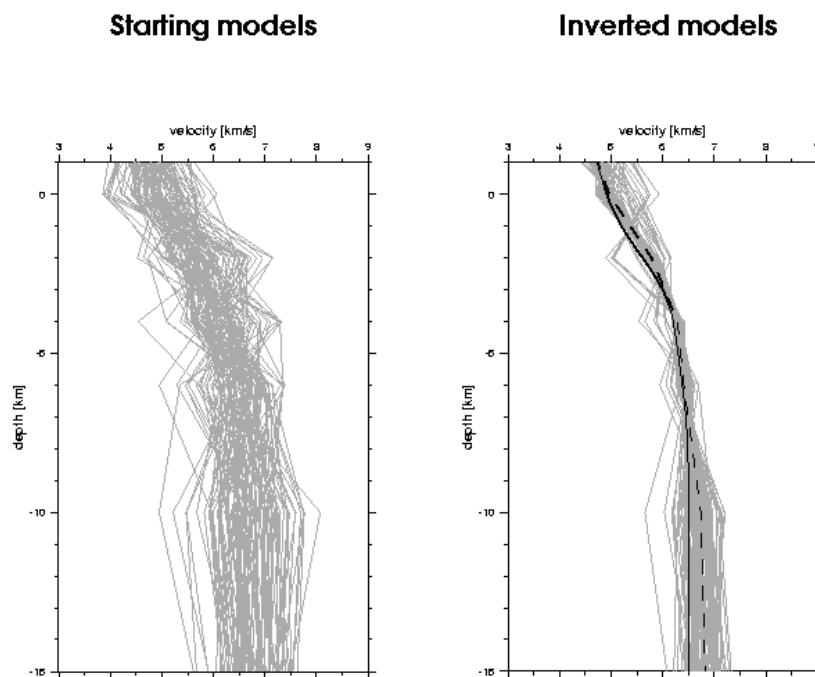


Fig. 2.2 - Modelli di velocità sismica delle onde P in 1-D. Pannello di sinistra: modelli iniziali utilizzati per determinare i modelli 1-D che meglio soddisfano i dati. Le linee spesse nere continue e tratteggiate si riferiscono rispettivamente ai modelli 1-D con parametrizzazione mediante funzioni di base cubiche (CS) e lineari (LS). Questi modelli 1-D sono stati utilizzati come modello di partenza (e di background) per l'inversione 3-D.

### 2.3.2 Modelli 3-D

#### Maglia di inversione

L'utilizzo di un risolutore di matrici di grandi dimensioni e sparse come l'LSQR di Paige e Saunders (1982), permette di utilizzare maglie di nodi di inversione particolarmente dense ed allo stesso tempo di evitare l'insorgere di artefatti. Nelle nostre inversioni abbiamo utilizzato spaziature minime della maglia di 2 km e l'inversione prevedeva 2000 parametri P incogniti.

L'ammontare di smorzamento da applicare, è stato determinato in base alla curva di trade-off tra la norma del modello di velocità ed il valore di rms dei residui.

Il grid utilizzato per l'inversione con basi CS (18 x 19 x 6 nodi) è rappresentato in Fig. 2.1 (croci all'interno di cerchi) mentre uno spaziatura leggermente maggiore

è stata utilizzata per l'inversione con basi LS (croci). In pratica, la spaziatura è di 3 km per entrambe le parametrizzazioni lungo la direzione NO-SE mentre è di 3 e 2 km per LS e CS lungo la direzione SO-NE (vedi anche Fig. 2.11). Il campionamento verticale è di 2 km per entrambi gli schemi di inversione. Si noti anche che i grid di inversione non sono paralleli l'uno all'altro (una rotazione antioraria di 28° e 30° dal N rispettivamente per le inversioni con basi CS e LS).

### *Selezione dei dati*

La maggior parte dei dati utilizzati nell'inversione consiste in tempi di arrivo di fasi di onde P e S registrate dalla rete temporanea di 15 stazioni descritta precedentemente. Quando disponibili, abbiamo anche incluso i dati delle reti permanenti. Da un totale di più di 600 eventi, 454 eventi sono stati selezionati per l'inversione mediante basi LS mentre 300 sono stati selezionati per l'inversione con CS. Per l'inversione 3-D con LS, i dati sono stati pesati in maniera tale da scendere da peso unitario a metà peso tra 0.2 e 0.4 s di residuo in tempo, e da metà a peso nullo nell'intervallo di residuo tra 0.4 e 1.0 s. Per quel che riguarda l'inversione con CS, peso unitario è stato assegnato per residui fino a 0.25 s mentre il peso è stato fatto decrescere linearmente a zero a 0.5 s di tempo residuo. Per quel che riguarda lo schema di peso assegnato per la distanza, abbiamo impiegato un peso unitario fino a 20 km di distanza epicentrale per poi decrescere linearmente a zero a 50 km. Di media sono state utilizzate 26 letture di fasi per terremoto per entrambi gli algoritmi di inversione.

Questo numero medio elevato di letture per ogni localizzazione ipocentrale assieme alla ottimale geometria tra sorgenti e ricevitori rende le localizzazioni dei terremoti utilizzati nell'inversione estremamente stabili specialmente per la parte meridionale della area epicentrale. In particolare, l'errore in profondità è inferiore a 500 m nella maggior parte dei casi. L'errore epicentrale è confinato invece sui 250 m specie nella zona meridionale ove concentreremo la nostra discussione nei paragrafi successivi.

### *Verifica del modello*

Abbiamo verificato il modello adottando quattro approcci differenti. In primo luogo, un confronto tra i risultati ottenuti con due diverse tecniche può fornire indicazioni su quali siano le caratteristiche stabili delle strutture risolte. I modelli ottenuti mediante basi CS e LS sono presentati in Fig. 2.3 come variazioni percentuali di velocità rispetto al modello iniziale 1-D di *background*.

Entrambi i modelli sono stati ottenuti dopo 5 iterazioni ed il residuo rms finale dei residui è di 0.042 e 0.041 s rispettivamente per i modelli LS e CS.

Quindi il decremento in termini di rms è di circa il 40%. Si può constatare in Fig. 2.3 che, sebbene vi siano delle differenze notevoli tra le tecniche, i criteri di scelta dei dati, il peso che viene assegnato ai dati stessi, i risultati, in termini di perturbazioni di velocità rispetto al valore iniziale, sono particolarmente simili.

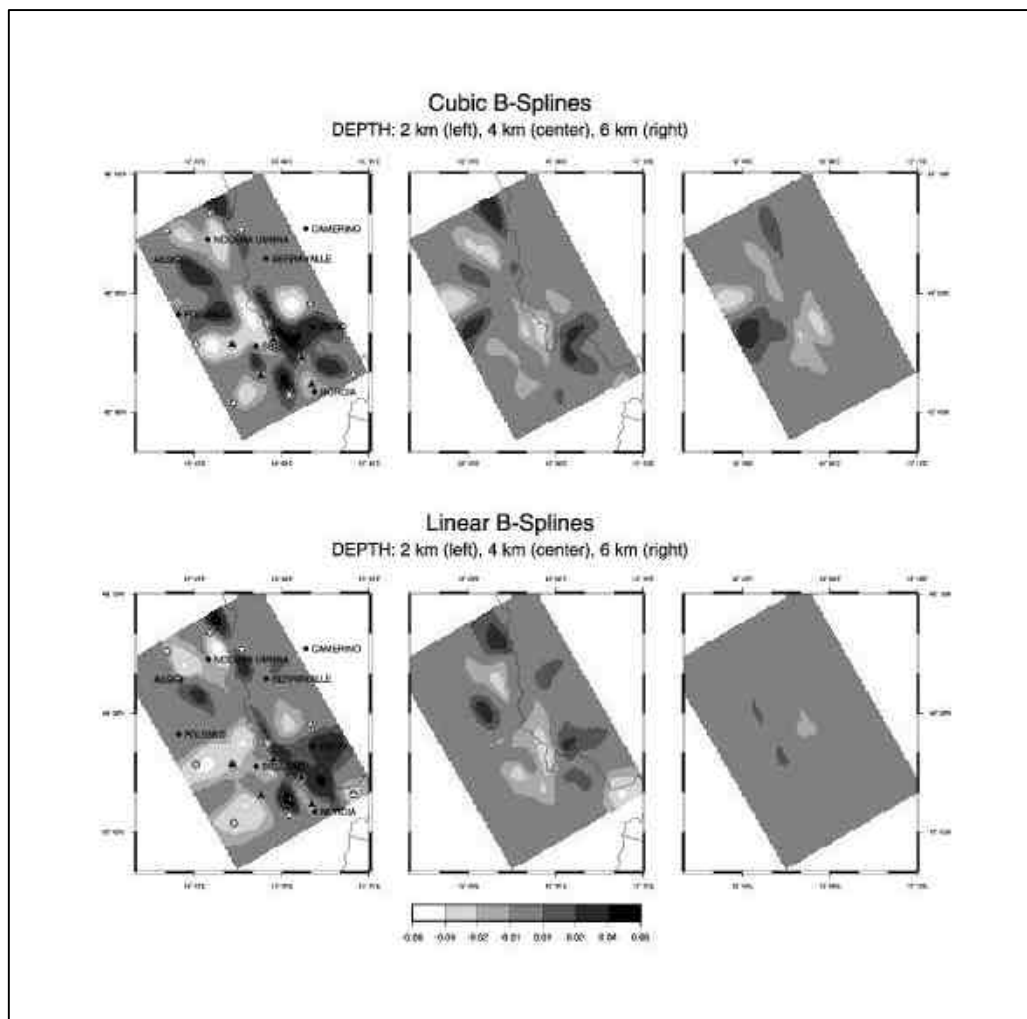


Fig. 2.3 - Confronto tra i modelli delle anomalie, rispetto al modello di background delle onde P, per le parametrizzazioni CS e LS.

In ogni caso, notiamo che in entrambe le inversioni sussistono alcune correlazioni tra le anomalie di velocità superficiali e la posizione delle stazioni. Si desidera a questo proposito rimarcare che questo fatto è una delle limitazioni della metodologia utilizzata. In pratica, succede che la spaziatura verticale dei nodi è tale che diventa difficile modellare correttamente drastiche variazioni di velocità superficiali.

A rendere le cose più difficili c'è il fatto che la parte superficiale del modello è poco vincolata dai dati (poco potere risolutivo in quanto i raggi sono quasi paralleli l'uno all'altro) per cui l'anomalia di velocità immediatamente sottostante la stazione viene mappata nella parte superficiale del modello.

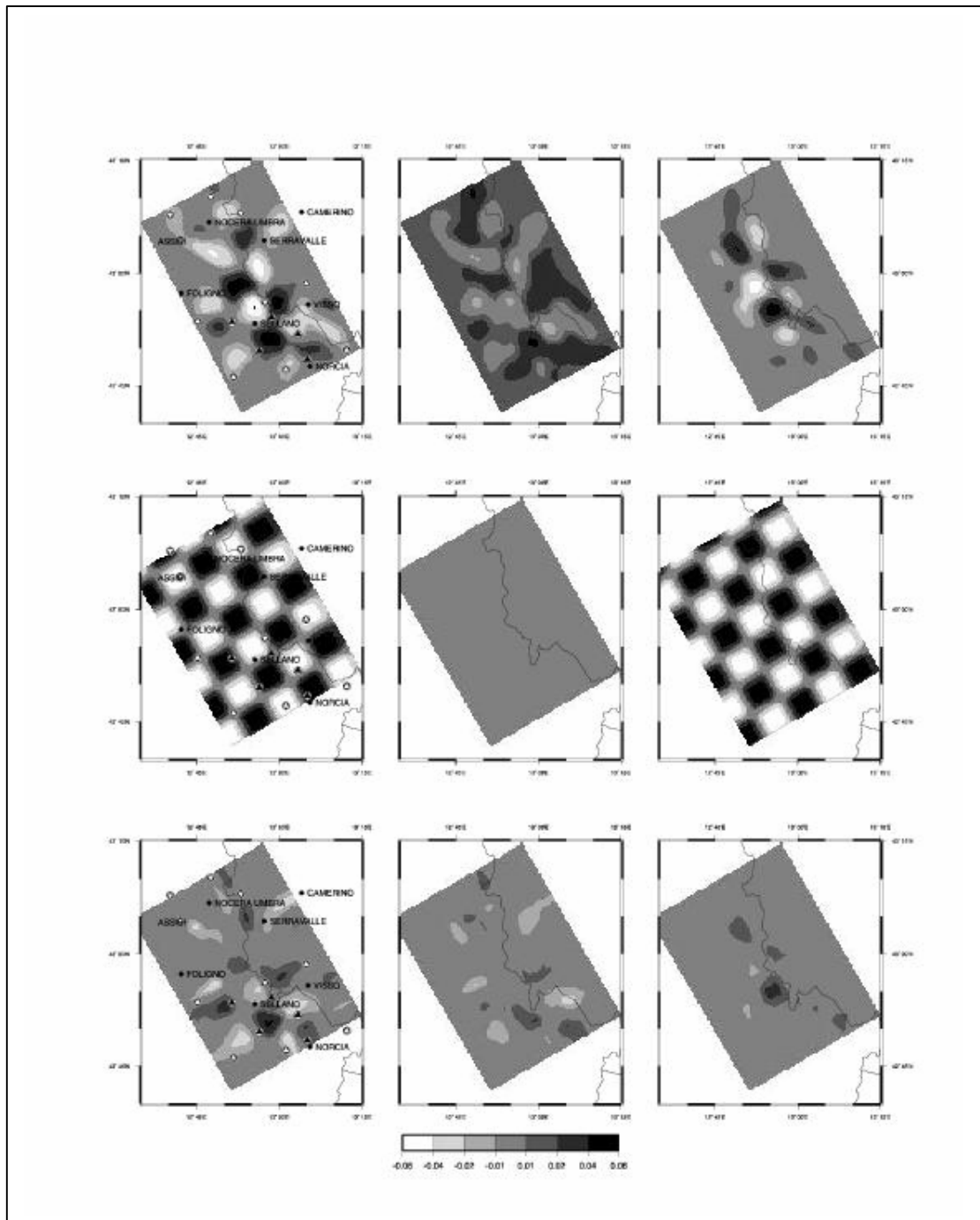


Fig. 2.4 - Risultati del test a scacchiera. Il modello vero è rappresentato nel pannello centrale mentre i modelli ottenuti usando le basi CS e LS sono plottati rispettivamente nei pannelli in alto ed in basso.

In secondo luogo, abbiamo fatto uso di test con dati sintetici per dare una valutazione dei modelli tomografici ottenuti e poter quindi essere in grado di fornire delle interpretazioni oggettive dei risultati. A questo riguardo, abbiamo svolto dei test con dati sintetici relativi ad un modello di velocità con anomalie disposte a scacchiera (Fig. 2.4).

In pratica, il modello è stato scelto per esaminare il grado di risoluzione ottenibile dal data set che abbiamo utilizzato nelle varie parti del volume di interesse. I tempi di tragitto per un modello con anomalie positive e negative di 5% dal modello di background sono state calcolate per tutti i terremoti che abbiamo analizzato della sequenza. Ciascuna anomalia copre un'area di 4x4 km. Lo strato a 4 km ha una velocità costante ed il pattern di anomalie è invertito tra 2 e 6 km di profondità. Rumore gaussiano è stato aggiunto ai dati sintetici con varianza di 0.02, 0.04, 0.06 e 0.08 s rispettivamente per lo schema di peso dei dati 0, 1, 2, 3 di HYPO71 e di altre routine standard di localizzazione.

Per simulare l'inversione con i dati osservati, i grid di inversione non erano co-localizzati con quello usato nel calcolo diretto ed i modelli 1-D di partenza per le inversioni mediante CS e LS sono stati calcolati direttamente dai dati. I risultati di questo test indicano che a 2 km di profondità i dati possiedono abbastanza potere risolutivo per poter risolvere le anomalie all'interno del perimetro che delimita le stazioni più esterne. Come era lecito aspettarsi, il grado di risoluzione del modello aumenta progressivamente dal perimetro verso la parte centrale del modello. Sebbene si osservi un certo ammontare di *smearing* a nord di Sellano, i nostri risultati indicano tuttavia che la struttura superficiale può venir risolta con una certa attendibilità. A 4 km di profondità, i nostri risultati indicano che entrambe le tecniche presentano un certo grado di *smearing* delle velocità (~ 2-3% ) da parte di entrambi gli strati sovra- e sotto-stanti. Questo fenomeno è purtroppo inevitabile visto che abbiamo di proposito scelto una maglia di inversione tale da non essere co-localizzata con quella del problema diretto. A 6 km di profondità, i risultati di questo test indicano che la struttura di velocità può venir risolta solamente nelle sue parti più centrali rispetto alla geometria delle stazioni. In dettaglio, la tecnica che utilizza CS come basi di interpolazione sembrerebbe essere leggermente più performante a questa profondità e riesce a risolvere le anomalie sintetiche lungo la direzione SE-NO dalla Val Nerina fino a quasi la piana di Colfiorito a Nord. Lungo la direzione trasversale rispetto all'andamento della catena (SO-NE), si nota che le anomalie vengono di norma risolte meglio lungo la parte umbra del confine di regione indicato in figura. In conclusione, i risultati di questo test indicano che per la nostra geometria sorgente-ricevitore, è possibile dare delle interpretazioni fino ad una profondità di circa 6 km e, a questa profondità, solamente per le parti più interne del volume oggetto di questa inversione.

Terzo, è importante controllare la maniera in cui decrescono i residui medi di stazione passando dal modello 1-D a quello 3-D. La Fig. 2.5 mostra che l'algoritmo di inversione riesce a mappare efficacemente i residui di stazione in perturbazioni del modello 3-D. Facciamo notare tuttavia che questo test fornisce alcune importanti indicazioni su come l'algoritmo di inversione minimizzi le differenze tra dati



osservati e calcolati, ma non fornisce indicazioni sulla non-univocità del modello: un problema abbastanza frequente in problemi inversi come questo.

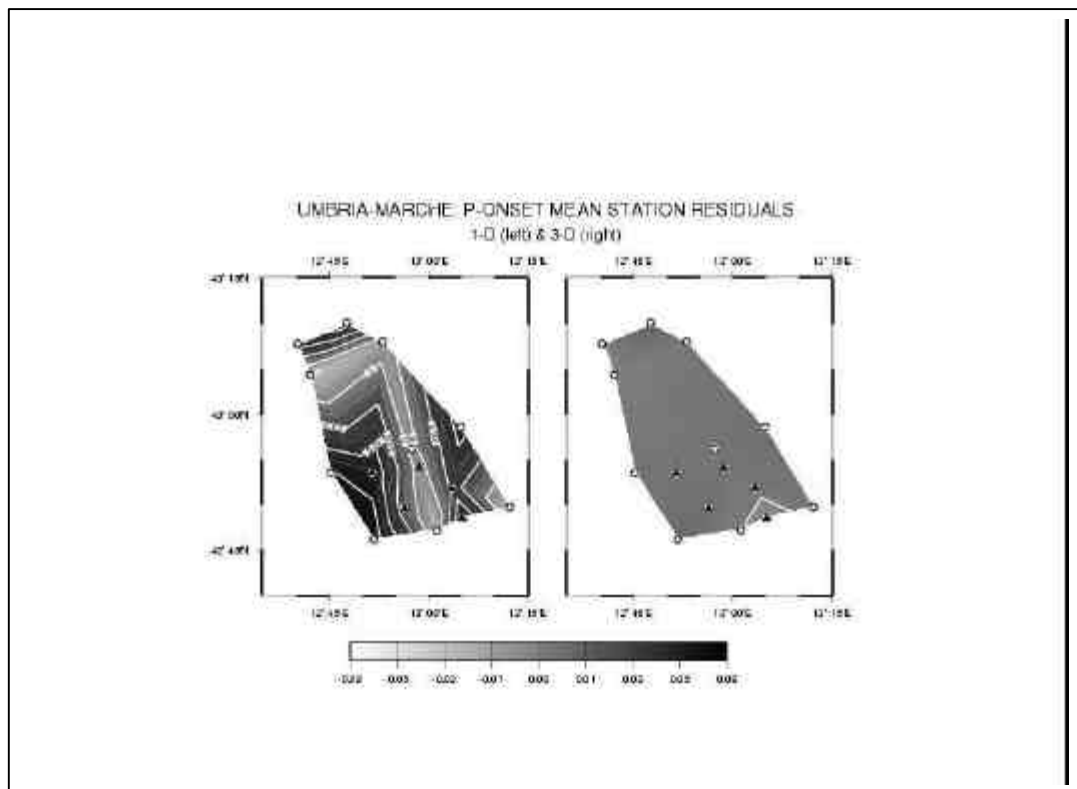
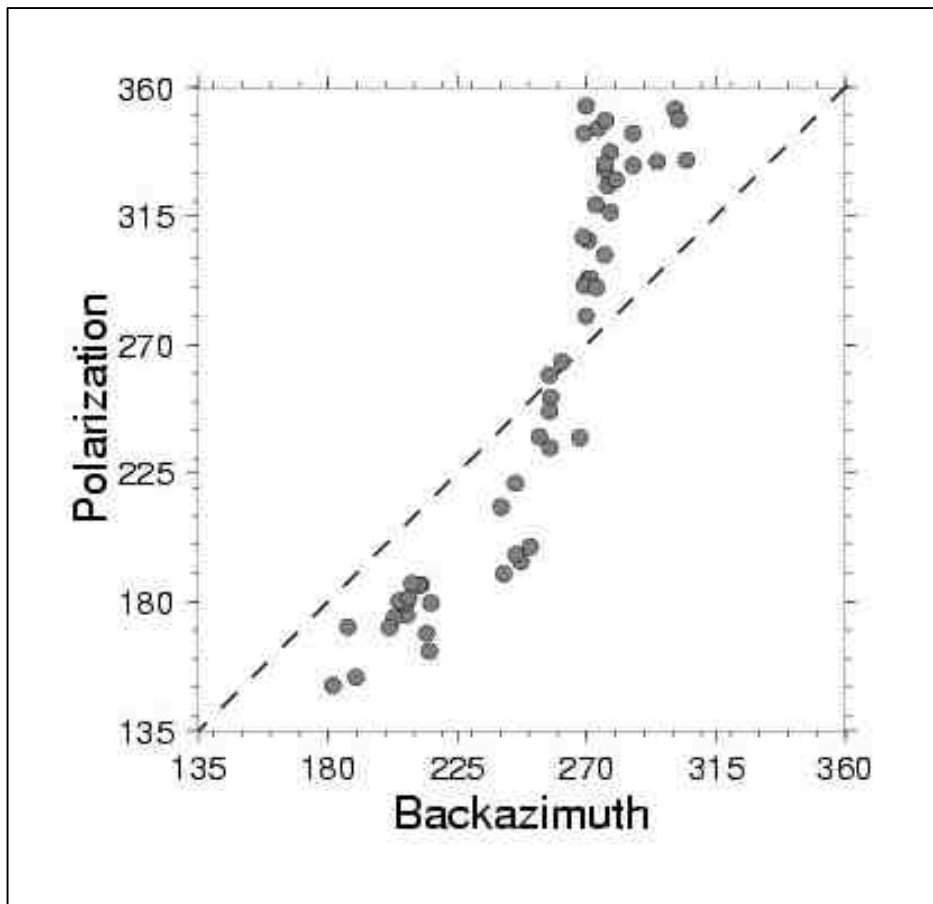


Fig. 2.5 - Mappa dei residui medi di stazione ottenuta con il modello di velocità delle onde P in 1-D (sinistra) e in 3-D (destra) e interpolazione a CS. I valori medi sono interpolati linearmente da stazione a stazione.

Il quarto test, invece, è basato su delle predizioni qualitative sul movimento del suolo dell'onda P a seguito del pattern di anomalie di velocità risolto. Infatti, un test indipendente sulla qualità del modello viene fornito dall'analisi delle polarizzazioni osservate per quelle stazioni che si trovano vicino ad anomalie di velocità.

A tal riguardo, si presentano in Fig. 2.6 i risultati ottenuti dall'analisi della stazione APPE che era localizzata nella parte nord-orientale della rete e della zona di interesse. Si noti che la posizione della stazione è particolarmente congeniale al tipo di analisi in quanto i raggi raggiungono la stazione lungo un settore angolare particolarmente ampio (da 180° a 300°). Notiamo pure che una anomalia di bassa velocità si verifica nella parte superficiale del modello (< 4 km, Fig. 2.3 e 2.7) a ovest della stazione.



*Fig. 2.6 - Plot della direzione di polarizzazione in funzione del backazimuth per la stazione APPE. La linea diagonale con pendenza unitaria è plottata per riferimento.*

Tutto ciò implica che i raggi sismici che raggiungono la stazione da NO saranno deflessi verso N in modo da "evitare" l'anomalia negativa di velocità, e, analogamente, quelli che provengono da SO saranno deflessi verso S. Questo andamento di deflessione dei raggi a seconda del backazimuth viene confermato in Fig. 2.6 dove si osserva che la polarizzazione delle onde P per backazimuth da S e SO hanno polarizzazioni "shiftate" verso S, e l'andamento previsto per i raggi provenienti da N è pure validato.

Sulla base di quanto individuato in questi test di verifica del modello, si nota che quanto ottenuto si può considerare ben attendibile per la parte centrale ove erano concentrate le stazioni mobili.

### Discussione del Modello

Per brevità e poichè si è visto che i modelli ottenuti con basi CS e LS sono molto simili, in quanto segue concentriamo la discussione dei risultati ottenuti con basi CS. Inoltre, concentriamo la nostra discussione a quella parte del modello che si trova a SE dove appunto i nostri dati hanno il maggior grado di risoluzione del modello di velocità.

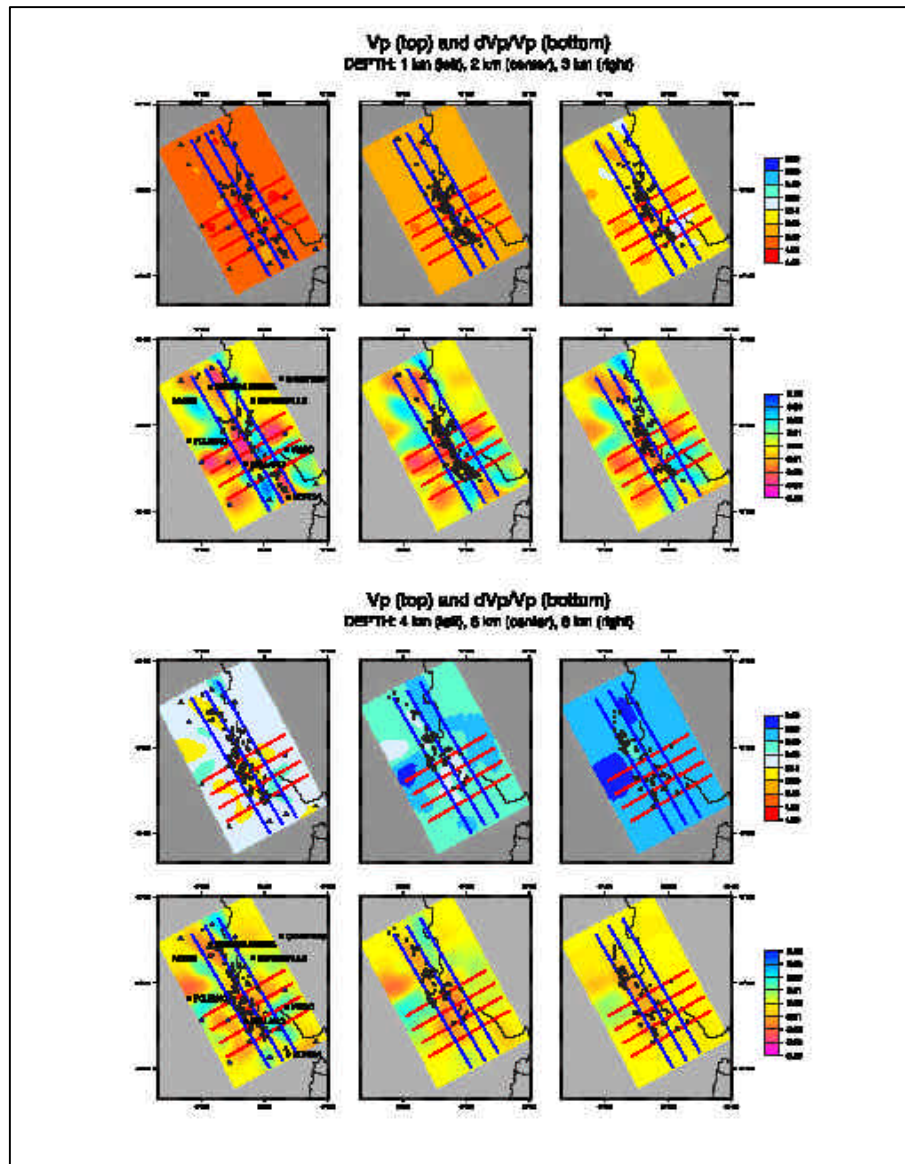


Fig 2.7 - Mappa delle velocità sismiche del modello 3-D a basi CS rappresentato come anomalia percentuale rispetto al modello di background (2<sup>nda</sup> e 4<sup>ta</sup> riga) e come velocità (1<sup>ma</sup> e 3<sup>a</sup> riga). La traccia delle sezioni verticali trasversali (linee spesse rosse) e longitudinali (righe spesse blu) sono anche plottate assieme ai terremoti utilizzati per l'inversione 3-D. Le stelle bianche indicano gli eventi con magnitudo superiore a 5 come sono state rilocalizzate da Cattaneo et al. (1999) (vedi anche capitolo 3).

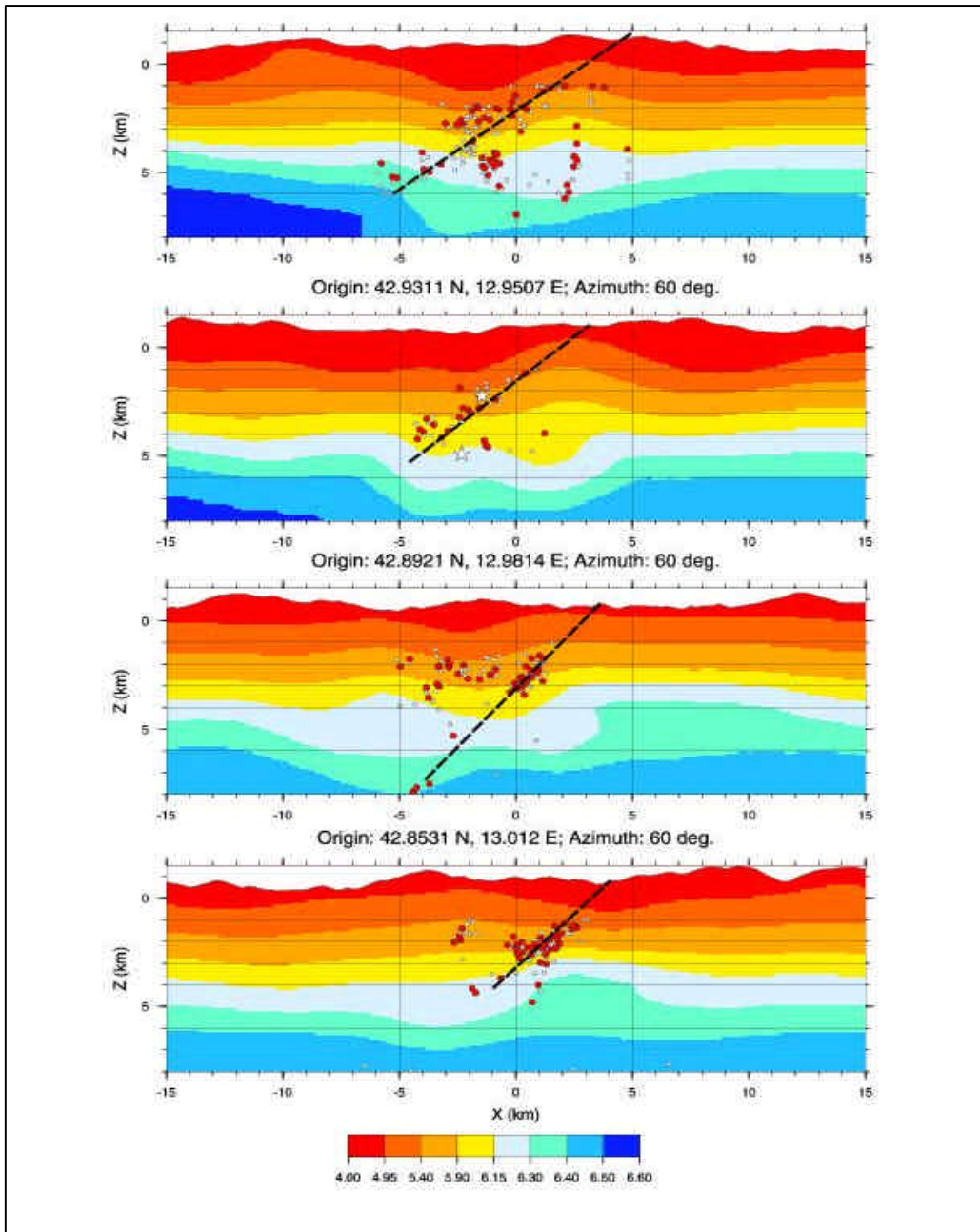


Fig. 2.8 - Sezioni verticali trasversali SO-NE. I pannelli di sinistra sono plottati in termini delle velocità effettive ottenute dall'inversione mentre i pannelli di destra mostrano lo stesso modello utilizzando, invece, colori costanti per intervalli di velocità. I cerchi rossi indicano i terremoti usati nell'inversione mentre quelli bianchi sono i terremoti rilocalizzati con il modello 3-D e non utilizzati per l'inversione. Le sezioni sono state prese ogni 5 km e i terremoti che si trovano entro 2.5 km dalla sezione sono proiettati sulla stessa. Le stelle bianche indicano gli eventi con magnitudo superiore a 5 come sono state rilocalizzati da Cattaneo et al., 1999. Le linee a tratti indicano le tracce dei piani principali che possono essere ricostruiti dalla distribuzione dei terremoti e che appaiono essere consistenti con i principali motivi tettonici tracciati in Fig. 2.10.

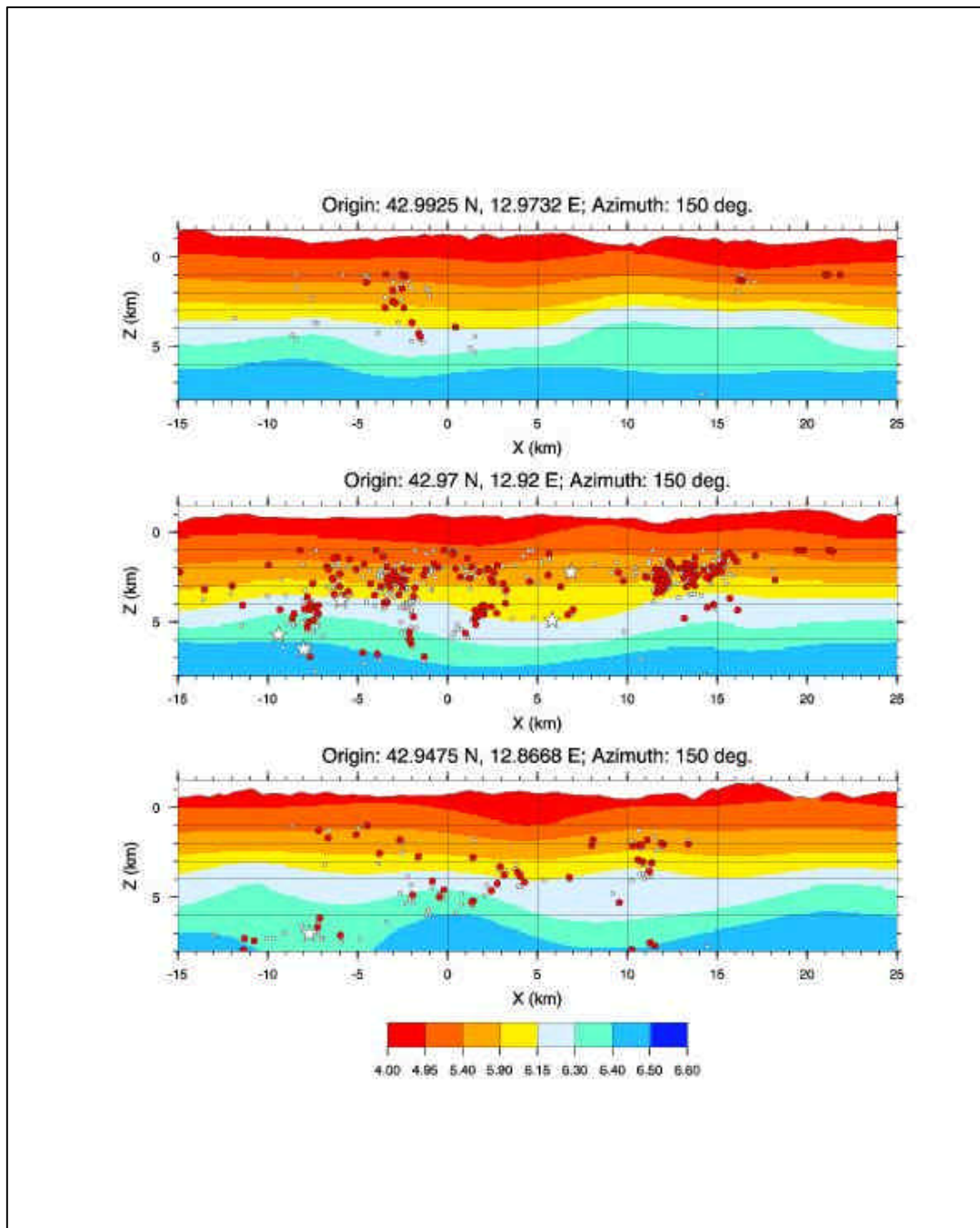


Fig. 2.9 - Sezioni verticali longitudinali NO-SE. Le sezioni sono state svolte ogni 5 km e i terremoti a distanze di ~2.5 km dalla sezione sono stati proiettati sulla stessa. Vedi Fig. 2.8 per ulteriori dettagli.

Il modello 3-D viene presentato in dettaglio mediante mappe di velocità in Fig. 2.7 e, rispettivamente, come sezioni verticali trasversali, SO-NE, e longitudinali, NO-SE, nelle Fig. 2.8 e 2.9.



In Fig. 2.10, si presenta una mappa del modello e dei terremoti ad 1 km di profondità con sovrainposta la mappa della tettonica Quaternaria attiva come riportata da Lavecchia et al. (1994) e Boncio e Lavecchia (1999).

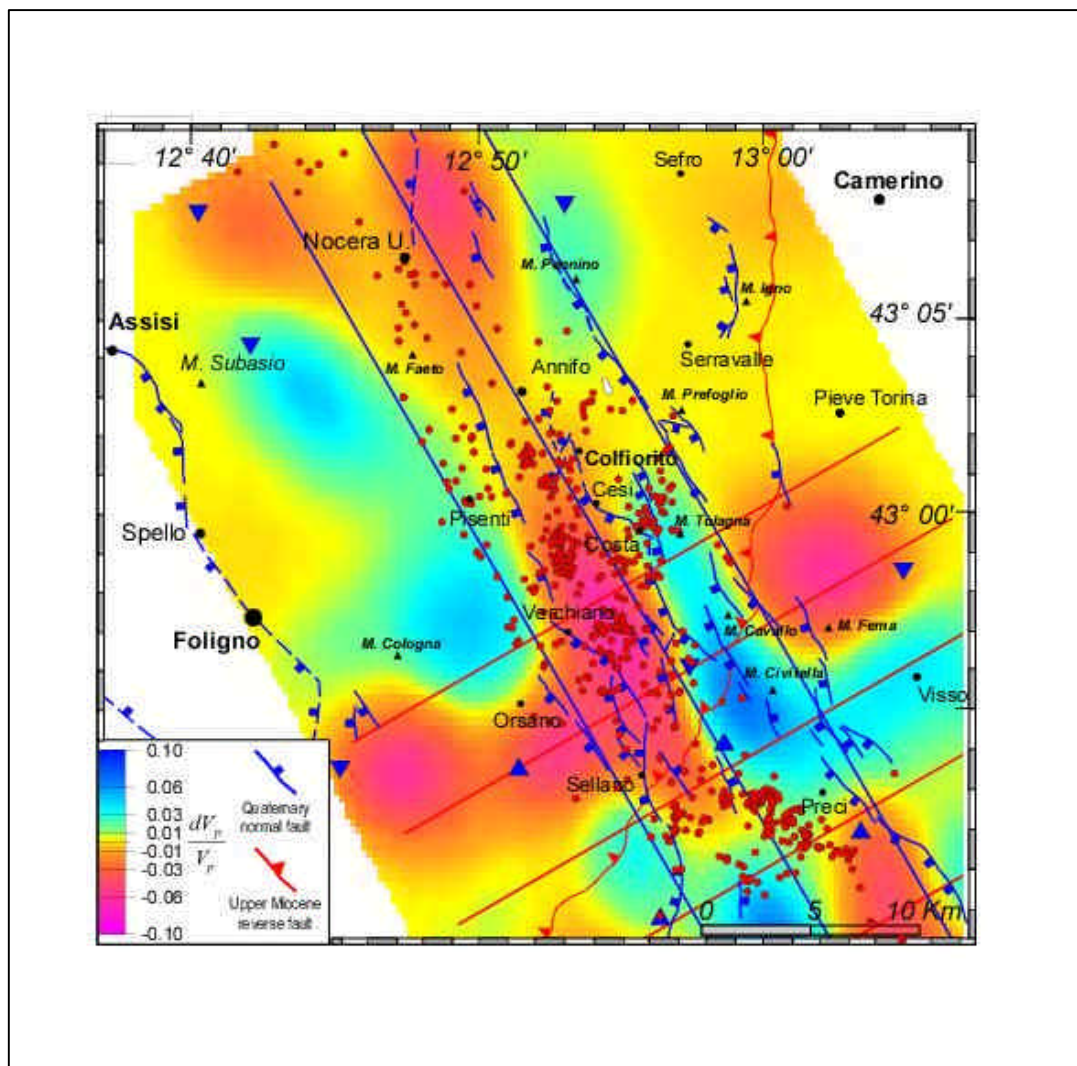


Fig. 2.10 - Mappa tettonica che indica gli elementi strutturali attivi nel Quaternario (da Boncio and Lavecchia, 1999) con sovrainposta il modello di velocità e la mappa degli epicentri.

In termini di struttura di velocità, le mappe di Fig. 2.7 mostrano che, in generale, l'andamento delle anomalie di velocità riflette l'andamento NO-SE degli Appennini. Le sezioni verticali di Fig. 2.8 suggeriscono invece la presenza di strutture a forma di rampa, vergenti a SO, nella parte superficiale del modello (< 4 km, Fig. 2.8a e 2.8b) e più in profondità nelle due sezioni a S (Fig. 2.8c e 2.8d).

Queste strutture sono probabilmente connesse con la fase di piegamento e di sovrascorrimenti che iniziò nel Miocene.

In dettaglio, il modello di velocità che abbiamo ottenuto evidenzia delle velocità superiori al background nei 4 km più superficiali a S dell'allineamento Visso-Sellano. Questa anomalia di velocità positiva si estende a S fino a Norcia. Questa anomalia di velocità positiva è tuttavia attraversata da un corpo a velocità più basse che si protrae a NO di Norcia. A NO dell'allineamento Visso-Sellano, i nostri modelli evidenziano, fino a profondità di circa 4 km, la presenza di un chiaro contrasto di velocità laterale che segue la direzione NO-SE ed il confine amministrativo tra le regioni Umbria e Marche. Questo contrasto di velocità separa velocità inferiori e superiori a quelle del modello di background le quali si trovano rispettivamente a SO e NE (vedi le mappe di velocità di Fig. 2.7 fino a profondità di 3 km e, a scala di dettaglio, in Fig. 2.10)

Le sezioni SO-NE di Fig. 2.8 mostrano che gli ipocentri formano dei piani ben definiti che immergono a SO (linee spesse discontinue). In particolare, le sezioni localizzate immediatamente a NO e SE di Sellano (Fig. 2.8 b,c), indicano un piano ben definito che immerge a SO.

Inoltre la sezione localizzata immediatamente a SE di Sellano mostra l'esistenza di una zona di quiescenza delle repliche tra 3.5 e 8 km. Questa zona con particolare scarsità di terremoti è pure molto chiara nelle sezioni longitudinali di Fig. 2.9. Poiché in sequenze sismiche di questo tipo, le repliche tendono a verificarsi nelle zone di faglia su cui non è avvenuta la rottura della scossa principale, i nostri dati suggeriscono che questa zona di quiescenza corrisponda ai piani di rottura degli eventi del 12 e 14 ottobre (stelle in Fig. 2.8 e 2.9). Le nostre ultime sezioni verticali trasversali a SE indicano che le repliche si verificano principalmente su un piano poco profondo (meno di 4.5 km di profondità) che immerge a SW. A riguardo, i nostri risultati contrastano con quelli di Amato et al. (1998) che osservavano invece un andamento pittosto diffuso della sismicità in questa parte della zona epicentrale. La discrepanza è da imputarsi alla scarsa copertura della loro rete in questa parte della sequenza e quindi alla grossa indeterminatezza delle soluzioni da loro ottenute.

In studi tomografici che utilizzano terremoti come sorgenti, è generalmente difficile trovare accordi uno-a-uno tra le strutture attive indicate dagli allineamenti di terremoti e le faglie attive che sono state mappate in campagna. Da un'analisi delle Fig. 2.8 e 2.10, si trova che la proiezione sulla superficie dei piani che immergono a SO coincidono molto bene con le tracce di faglia normale che sono state mappate in campagna. Questo è particolarmente vero per le due sezioni più a S dove si nota come i terremoti si verificano sulla continuazione a NO della faglia che è stata identificata subito a E di Norcia. Notiamo anche che Lavecchia et al. (1994) reputarono questa faglia responsabile della sequenza del 1979 il che implicherebbe che la stessa faglia (o sistema di faglie) è stata attivata da entrambe le sequenze. Inoltre notiamo che la sismicità nella parte più meridionale della sequenza, tra Preci e Norcia (da 15 a 22 km in Fig. 2.9), è molto superficiale il che implica che le parti profonde della faglia non sono state attivate durante la sequenza del 1997. Lo stesso risultato è anche confermato dalle analisi successive (cfr. Par. 3.2) che, utilizzando

un catalogo che include tutti i terremoti della sequenza e quelli di diversi anni prima, hanno identificato la stessa zona con un marcato deficit di terremoti. Da tutto ciò segue che la sequenza del 1997 si è sviluppata con rotture lungo una serie distinta di faglie a sud fino alla zona Sellano-Preci (vedi anche Amato et al., 1998 e paragrafo 3) mentre una rottura vera e propria del piano di faglia non è avvenuta sul segmento di faglia che intercorre tra Preci e Norcia che è rimasto per l'appunto inattivato. In termini qualitativi, si possono fare dei paragoni tra quanto proposto e descritto da Foxall et al. (1993) per la faglia di San Andreas per spiegare le correlazioni tra la rottura della faglia in occasione del terremoto del 1906 a San Francisco e quello di Loma Prieta nel 1989. Nel 1906 la rottura procedette verso S e, presumibilmente, ruppe solamente la parte superficiale della faglia per cui la parte profonda venne a caricarsi ulteriormente di energia elastica e poi ruppe nel 1989. La similarità tra la situazione appena descritta e quella dell'Umbria-Marche è abbastanza evidente: la sequenza del 1997 è migrata a S fino a Sellano-Preci e lì si è fermata provocando solamente pochissimi terremoti molto superficiali, ma "caricando" il segmento Preci-Norcia.

La nostra ipotesi è quindi che la sequenza del 1997 ha contribuito ad aumentare il carico su questo segmento di faglia che presumibilmente ruppe per l'ultima volta nel 1328 (Boschi et al., 1995; Stucchi et al., 1997) e che ora si sta comportando come un'asperità.

## **2.4 Integrazione con i dati di altre reti temporanee**

Le analisi di inversione tomografica riportate nelle sezioni precedenti hanno fornito alcune utili indicazioni sulle strutture che si sono attivate nel corso della sequenza. Tuttavia, per poter fornire degli elementi più conclusivi per definire la sismotettonica in atto, era indispensabile poter disporre del data set completo di tempi di arrivo di fasi P e S con il quale ripetere l'inversione tomografica. Nelle fasi conclusive di questo progetto si è potuto disporre di detto set di dati completo e si è ripetuta l'inversione. Di seguito vengono presentati i primi risultati ottenuti con questi dati.

### ***2.4.1 Inversione con il data set completo***

L'inversione tomografica ha fatto uso del data set completo (GNDT-SSN + ING<sup>1</sup>), per il periodo della sequenza in cui tutte le reti installate hanno acquisito simultaneamente, beneficiando quindi della massima copertura possibile in termini di stazioni della area epicentrale (18/10 – 3/11/1997).

In Fig. 2.11 si riassume la geometria di acquisizione con le stazioni utilizzate per lo studio di tomografia oggetto del capitolo precedente (triangoli blu) mentre le stazioni dell'ING sono indicate mediante triangoli gialli.

---

<sup>1</sup> Si intende per stazioni ING, tutte quelle stazioni la cui gestione era coordinata da detto Ente.



I terremoti utilizzati nell'inversione sono rappresentati mediante cerchi bianchi.

Nella stessa figura, viene anche riportato il reticolo di inversione utilizzato con la metodologia tomografica con basi cubiche B-splines (cerchi neri piccoli mentre i cerchi rossi piccoli si riferiscono al reticolo utilizzato in precedenza con basi di interpolazione lineari) assieme alle tracce delle sezioni verticali trasversali (SO-NE) e longitudinali (NO-SE).

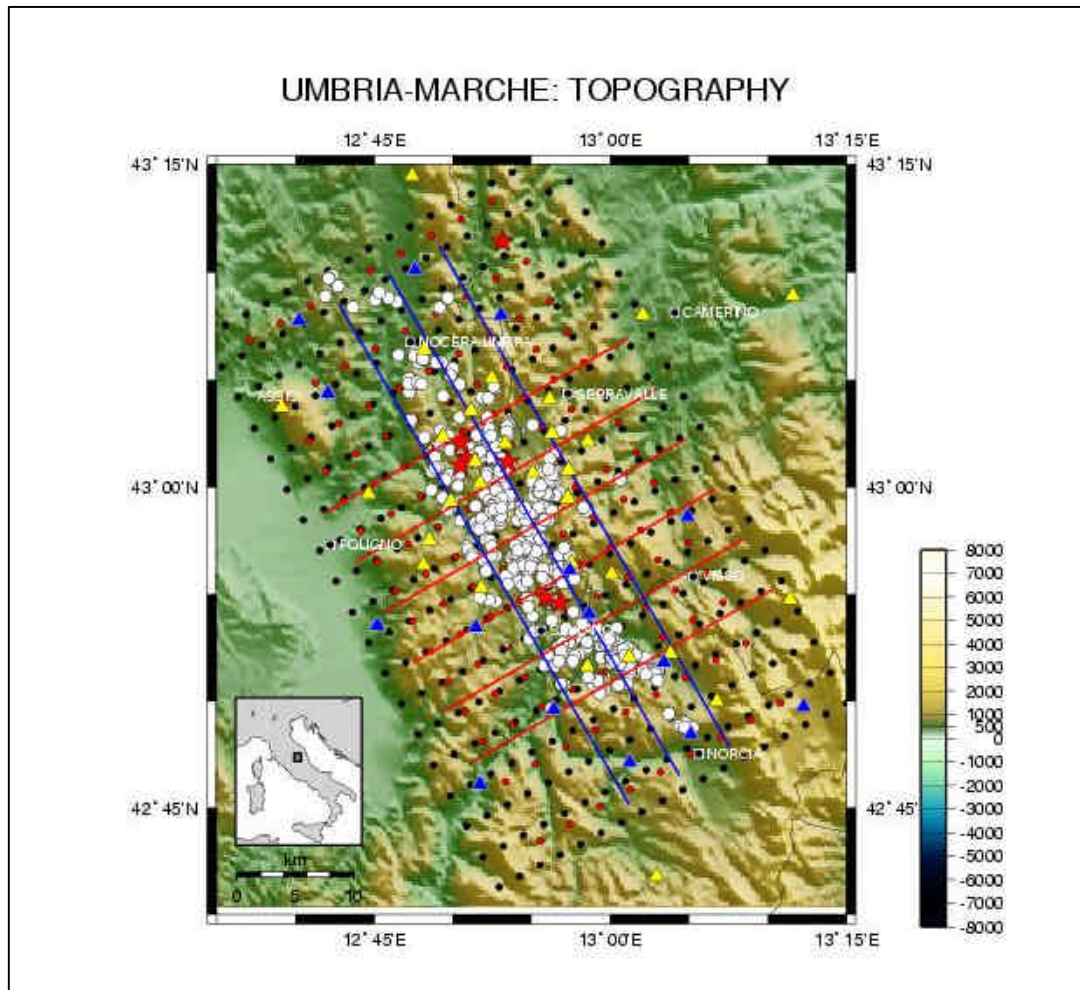


Fig. 2.11 - Geometria di acquisizione. I triangoli blu rappresentano le stazioni della rete GNDT-SSN, quelli gialli le stazioni della rete ING.

Sono state utilizzate 25680 fasi (13106 letture P e 12574 S) relative a 537 terremoti per ottenere il modello finale che viene presentato nelle Fig. 2.12 e 2.13 per quel che riguarda le sezioni orizzontali di velocità, mentre le sezioni verticali trasversali e longitudinali sono mostrate nelle Fig. 2.14, 2.15 e 2.16.

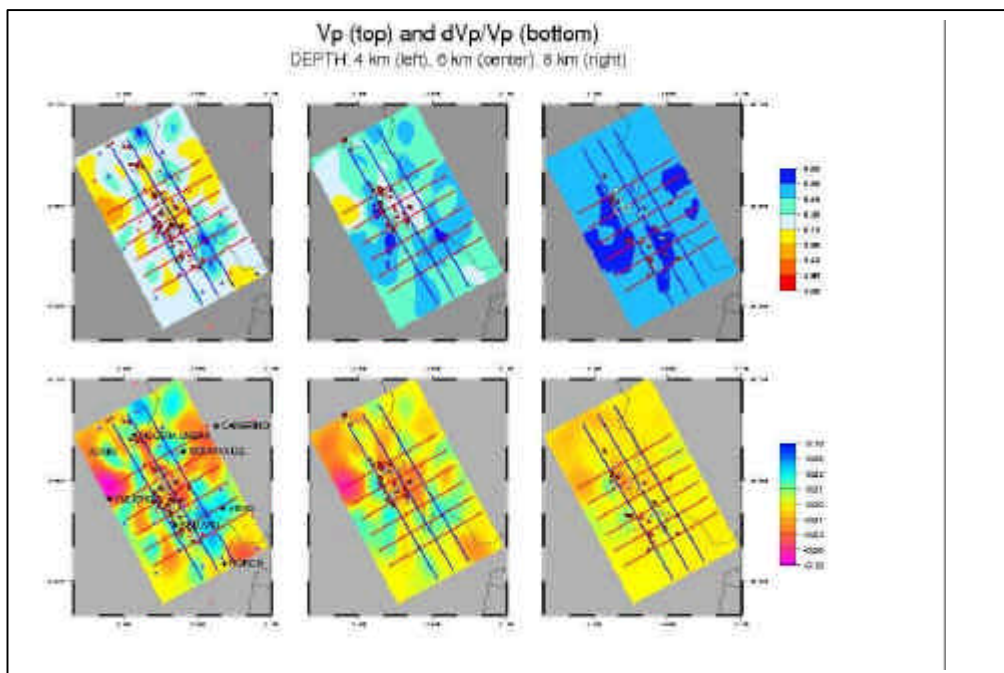
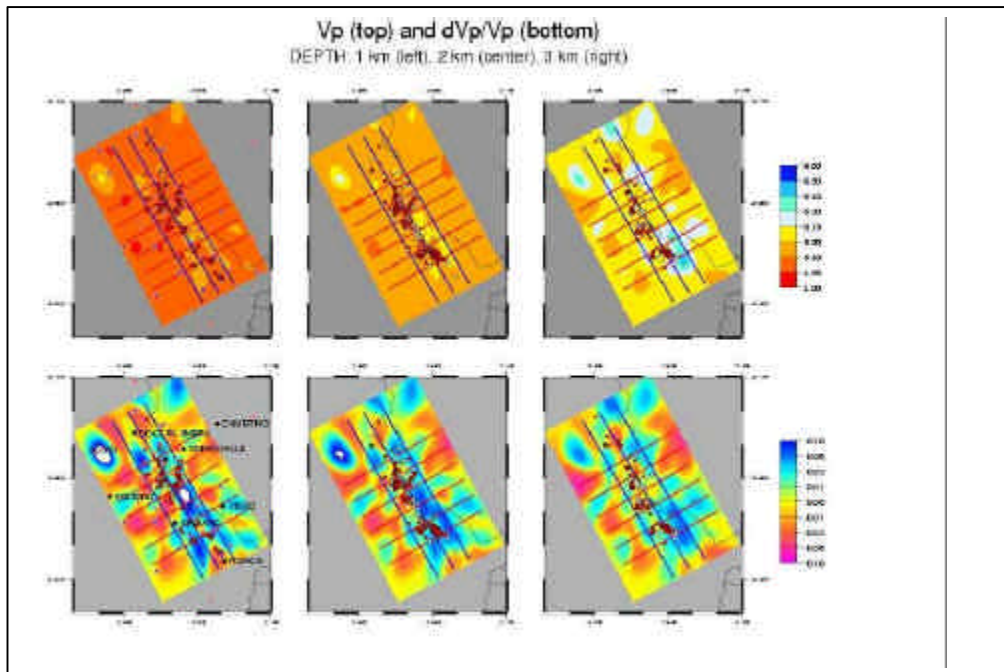


Fig. 2.12 e 2.13 - Modello tomografico da inversione con data set integrato (GNDT-SSN + ING).

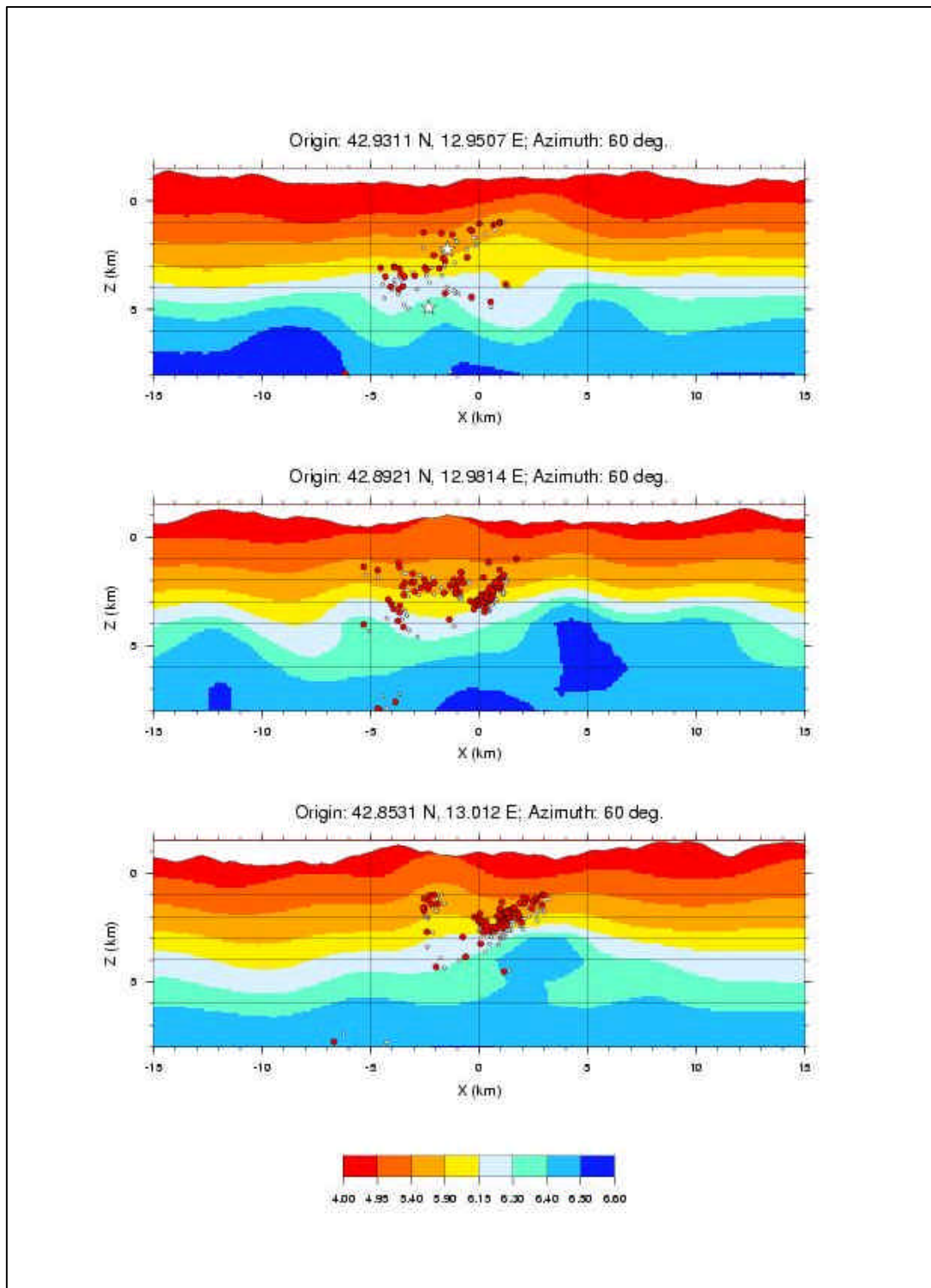


Fig. 2.14 - Sezioni Trasversali e sismicità rilocalizzata con data set integrato.

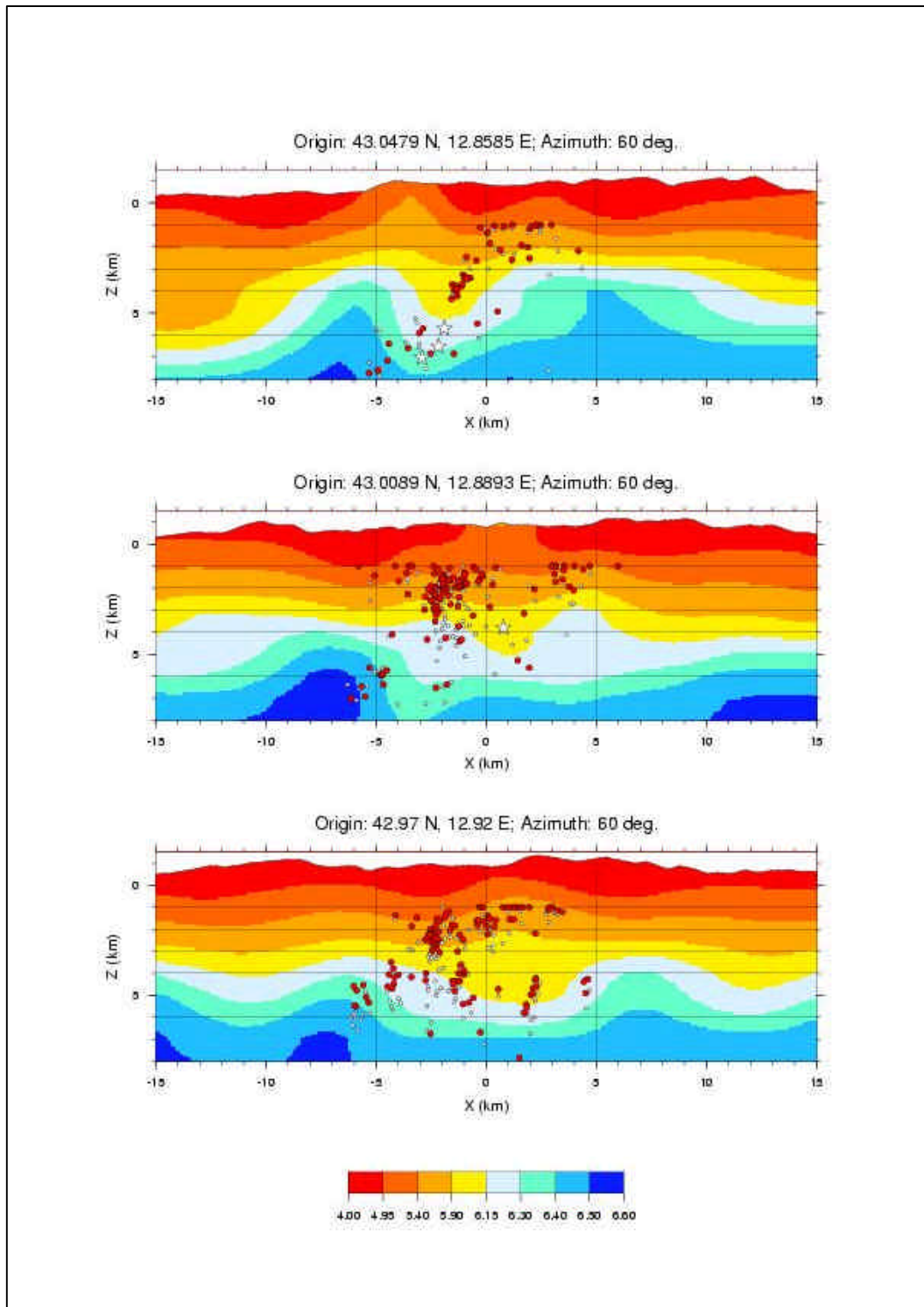


Fig. 2.15 - Sezioni Trasversali e sismicità rilocalizzata con data set integrato.

Lo scarto quadratico medio pesato per il modello di velocità delle onde-P, 1-D, iniziale era di 0.113s che decresce a 0.058s dopo cinque iterazioni (quasi il 50% di decremento). Analogamente, il decremento per il “misfit” delle fasi S va da 0.135s a 0.076s. Si nota che, i valori di “misfit” sono leggermente superiori a quelli riscontrati nelle inversione precedenti mentre, in termini di riduzione percentuale, il decremento è leggermente superiore a quello ottenuto con il data set GNDT-SSN. Si nota che un andamento di questo genere nella riduzione del “misfit” può essere anche dovuto ad una non perfetta scelta del modello 1-D di partenza per l’inversione 3-D. Infatti, in modo da poter confrontare il modello con quello ottenuto precedentemente, si è adottato come modello di partenza lo stesso che si era utilizzato per l’inversione del solo data set GNDT-SSN.

Da una analisi delle Fig. 2.12 e 2.13, si osserva che il modello risolto non differisce particolarmente da quello ottenuto in precedenza per quel che riguarda la parte meridionale dell’area investigata mentre, nella parte settentrionale del modello, emergono molti dettagli prima assenti o “sfuocati”.

Le particolarità del modello ottenuto si possono riassumere effettuando una descrizione della sezioni di Fig. 2.14, 2.15 e 2.16. In generale, si nota che le strutture a rampa, già evidenziate precedentemente, vengono confermate dai risultati con il data set completo.



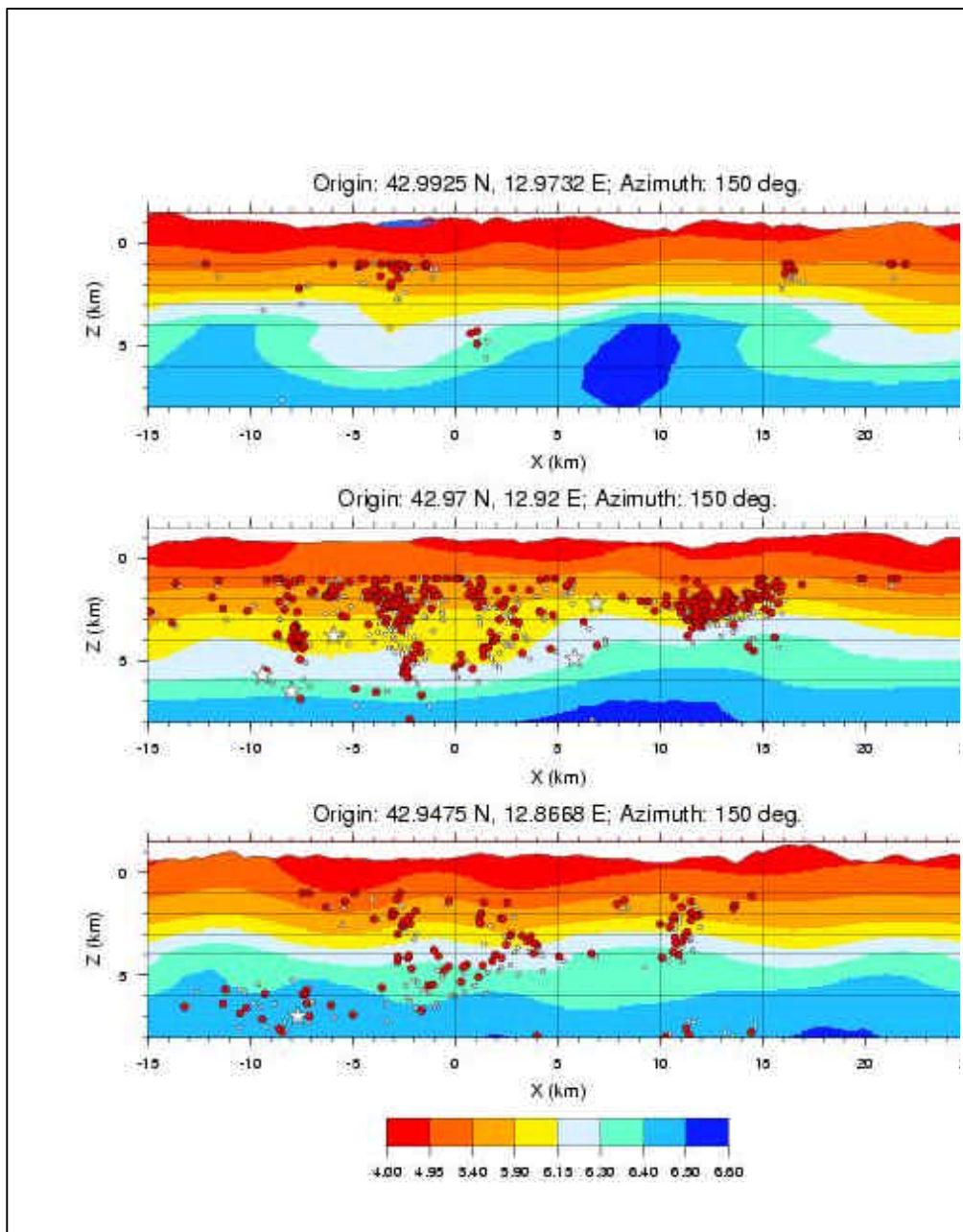


Fig. 2.16 - Sezioni Longitudinali e sismicità rilocalizzata con data set integrato.

In Tabella 2.1 vengono descritte singolarmente le sezioni trasversali (Fig. 2.14 e 2.15) procedendo da SE a NO, mentre in Tabella 2.2 vengono descritte singolarmente le sezioni longitudinali (Fig. 2.16) procedendo da SO a NE.

Tabella 2.1

<b>Origine Coordinate e Modello</b>	<b>Sismicità</b>	<b>Commenti</b>
42.8531 N, 13.0120 E Presenta un aumento delle velocità fino a 6.3-6.4 km/s a 3 km di profondità con struttura simil-rampa vergente a SO.	Ben definita con terremoti che formano un piano che immerge a SO a circa 45°. Sembra sussistere un gap di terremoti tra 4 e 8 km di profondità	La struttura è molto simile a quella individuata in precedenza col solo data set GNDT
42.8921 N, 12.9814 E Simile alla sezione precedente, ma con velocità sulla parte NE più elevate (6.4-6.5 km/s a 4 km di profondità).	Ben definita con un piano che immerge a SO con un angolo dall'orizzontale leggermente maggiore (~50°). Sussiste come nella sezione precedente della sismicità superficiale tra 1 e 4 km che si localizza a SO del piano principale. Anche qui si identifica una zona di gap tra 4 e 8 km di profondità.	La struttura trovata con il data set completo non differisce da quella risolta precedentemente anche se presenta delle velocità leggermente maggiori nella parte di NE.
42.9311 N, 12.9507 E Il modello presenta una struttura anticlinale con gli ipocentri che si distribuiscono sul fianco SO. Le velocità aumentano in maniera significativa nella parte SO a profondità maggiori di 6-7 km.	Sismicità generalmente più diffusa anche se si risolve abbastanza chiaramente un piano che immerge a SO con un angolo di immersione che è tuttavia inferiore a 40-45°. La localizzazione dei terremoti del 12 e 14 ottobre 1997 indicati con stelle bianche è consistente con il piano definito dalle repliche.	La distribuzione dei terremoti su un piano che immerge a SO non è così chiara come quella ottenuta in precedenza con il solo data set GNDT.
42.9700 N, 12.9200 E Il modello non differisce significativamente da quello risolto nella sezione precedente. Tuttavia si nota che velocità abbastanza basse si estendono più in profondità.	La sismicità appare abbastanza diffusa. Si identifica tuttavia un piano che immerge con un angolo dall'orizzontale di circa 50-60° anche se si nota la presenza di diversi cluster il cui andamento identificerebbe l'attivazione di strutture a scorrimento quasi verticale. Queste strutture si susseguono quasi parallelamente da SO verso NE tra i 4 ed i 6 km di profondità.	La sismicità è ora molto meglio definita che in precedenza. Per quel che riguarda la struttura, si nota un maggiore dettaglio anche se per i tratti essenziali vengono preservati.

43.0089 N, 12.8893 E Come nella sezione precedente, la struttura presenta in profondità delle velocità superiori a 6.5 km/s nella parte più a SO. Nella parte centrale tra -5 e 5 km lungo X, si nota la presenza di una velocità abbastanza elevata a livello superficiale e di un assottigliamento laterale della zona relativamente a bassa velocità (5.9-6.15 km/s, giallo in figura).	La sismicità forma una nuvola superficiale tra 1 e 3 km di profondità mentre si può ammettere la presenza di un piano che immerge a SO se si considerano le repliche a SO in prossimità delle alte velocità.	
43.0479 N, 12.8585 E Struttura sinclinalica ben definita al cui interno si distribuiscono le repliche.	I terremoti si distribuiscono su un piano definito che immerge a SO. I terremoti principali si verificano in prossimità di questo piano.	La non perfetta corrispondenza tra la localizzazione delle scosse principali e quella delle repliche è da imputarsi, presumibilmente, al fatto che diversi modelli di velocità sono stati utilizzati per la localizzazione.

Tabella 2.2

<b>Origine Coordinate e Modello</b>	<b>Sismicità</b>	<b>Commenti</b>
42.9475 N, 12.8668  Il modello non sembra presentare particolari variazioni laterali con l'eccezione di velocità abbastanza elevate a livello superficiale nella parte a NO ( $X < -8$ km)	Distribuita in maniera abbastanza omogenea NO e la presenza di un gap per $5 < X < 10$ km.	Simile a quanto già identificato con il solo data set GNDT.
42.97 N, 12.92 E  Velocità maggiori a profondità maggiori di circa 4 km a partire da $X=4$ km verso SE.	Attività superficiale per $X > 10$ km e ben distribuita tra la superficie e 6 km verso NO.	I terremoti del 12 e 14 ottobre si verificano in corrispondenza del gap sismico e dell'inizio delle velocità superficiali più elevate.
42.9925 N, 12.9732 E  Zona ad alta velocità ( $> 6.5$ km/s) tra 5 e 10 km.	Sismicità molto superficiale sia a NO ( $-6 < X < 0$ km) che a SE ( $X > 15$ km)	



## 2.5 Conclusioni

In questo capitolo, abbiamo ottenuto un modello 3-D della velocità delle onde P utilizzando i dati della rete temporanea installata dal GNDT-SSN principalmente nella parte meridionale della zona interessata dalle repliche delle scosse principali della sequenza di terremoti in Umbria-Marche. In questo contesto, abbiamo ricavato un modello 1-D fino a 8 km di profondità che è risultato essere stabile ed è stato utilizzato come modello di background per l'inversione 3-D.

In modo da verificare criticamente il modello 3-D ottenuto, abbiamo: a) svolto l'inversione con due tecniche di inversione differenti che si avvalevano anche di diversi data sub-set di maglie di nodi di inversione; b) compiuto test con dati sintetici relativi ad un modello a scacchiera con il quale abbiamo avuto modo di verificare il grado di risoluzione del set di dati; c) verificato se gli algoritmi di inversione mappano correttamente i residui di stazione 1-D in anomalie di velocità 3-D; d) svolto un'analisi della polarizzazione delle onde P tramite la quale abbiamo confermato delle predizioni qualitative sulla direzione di polarizzazione che possono essere ottenute indipendentemente dal modello 3-D.

Nella parte meridionale della sequenza di repliche dove la rete temporanea aveva il massimo grado di risoluzione laterale, abbiamo trovato che: 1) il modello di velocità ottenuto presenta un andamento delle anomalie che evidenzia la struttura a *fold and thrusts* con strutture a rampa che vergono verso SO; 2) la grande maggioranza dei terremoti analizzati definisce dei piani immergenti a SO la cui traccia di superficie coincide spesso con quella riportata dalla mappatura di faglie normali in campagna; 3) si osserva una zona di quiescenza delle repliche in corrispondenza della zona di Sellano che imputiamo all'esistenza del piano di rottura dei terremoti del 12 e 14 ottobre, 1997, (rispettivamente  $M_L=5.3$  e  $M_L=5.7$ ); e 4) la sismicità molto superficiale tra Preci e Norcia indicherebbe che le parti profonde di detto segmento di faglia sono rimaste indisturbate dalla sequenza e, presumibilmente, possono rappresentare il sito per un potenziale terremoto che riempirebbe il gap sismico tra la sequenza del 1979 a Norcia e quella del 1997 a Colfiorito.

L'inversione con il data set completo (Reti sismiche GNDT-SSN + ING + Reti Regionali) ha permesso di mettere maggiormente a fuoco la struttura di velocità e di ottenere un quadro migliore per quel che riguarda la distribuzione della sismicità, soprattutto per la parte settentrionale, e si reputa che si debba ora procedere ad un'attenta analisi dei risultati in funzione delle strutture geologiche mappate e/o ipotizzate nella zona.

### **3.0 ANALISI DELLA SISMICITÀ ED INTEGRAZIONE DEI DATI DELLE RETI REGIONALI**

A partire dal 1991, il Servizio Sismico Nazionale iniziò un programma volto a migliorare ed omogeneizzare il monitoraggio sismico nell'Appennino centrale, tramite l'installazione di stazioni sismiche digitali a tre componenti dapprima in Abruzzo e, dal 1996, anche in Umbria e Marche. Attualmente la rete controlla la maggior parte delle zone sismogenetiche di una vasta area che va dal settore più settentrionale dell'Umbria alla parte centrale dell'Abruzzo. La rete è attualmente costituita da 40 stazioni, equipaggiate con sistemi di acquisizione digitale a 20 bit (Lennartz Mars88-FD) e sensori a tre componenti corto periodo (Mark L4C-3D); l'interdistanza media tra le stazioni è di circa 25 km. Date le caratteristiche della strumentazione, l'acquisizione deve avvenire a trigger e memorizzazione autonoma su supporto magnetico ad ogni stazione.

Durante la sequenza del 1997, la rete ha operato regolarmente, ma, a causa del grande numero di scosse verificatesi e della relativamente piccola capacità di memorizzazione degli acquisitori, nei periodi di attività più parossistica si è verificata la perdita del dato su alcune stazioni.

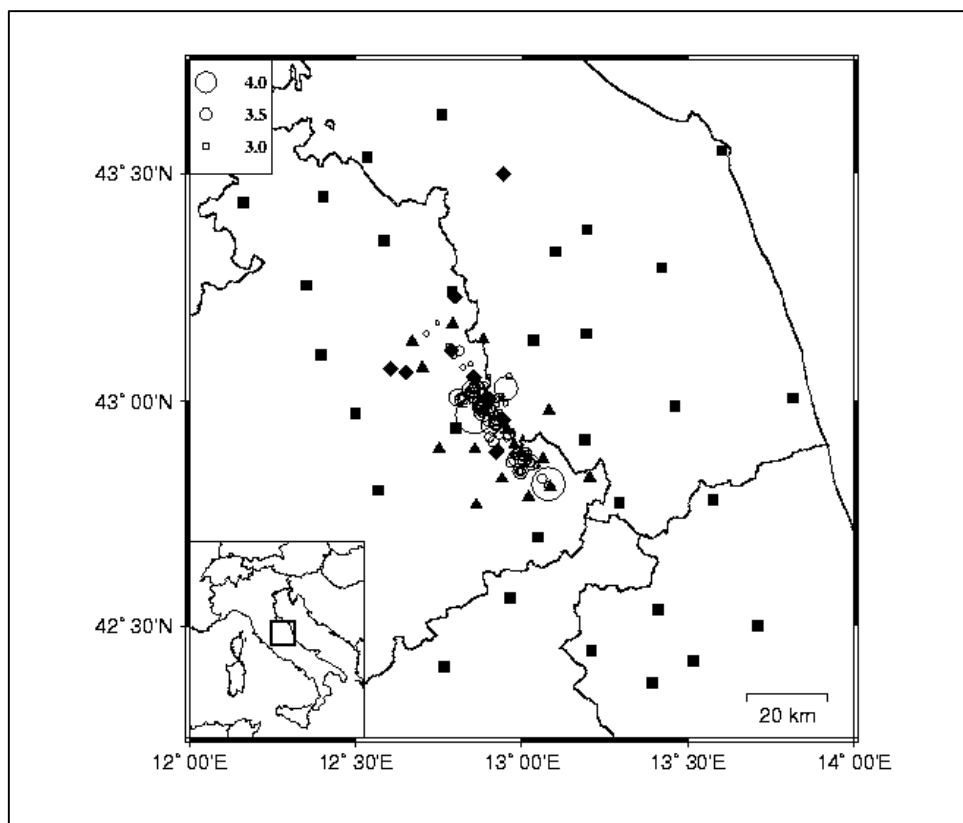
Come già detto, durante lo sviluppo della sequenza il SSN ed operatori del GNDT hanno installato stazioni temporanee nell'area epicentrale. I dati di tali stazioni, oltre a fornire risultati autonomi presentati nei paragrafi precedenti, sono stati integrati con i dati delle reti regionali. Inoltre il SSN ha installato anche alcune stazioni accelerometriche digitali, con orologio sincronizzato tramite GPS: anche tali dati sono stati inseriti nel data-set utilizzato per la localizzazione della sequenza.

Riassumendo, il data-set disponibile comprendeva dati provenienti da 40 stazioni permanenti, che hanno operato sia precedentemente che durante l'intero sviluppo della sequenza, da 15 stazioni temporanee nel periodo 18 Ottobre - 3 Novembre 1997 (di cui 5 installate già il 29 Settembre) e 12 stazioni strong motion, per il periodo 3 Ottobre 1997 - Maggio 1998. Una mappa della geometria della rete complessiva è riportata in Fig. 3.1. Tra i circa 600 eventi localizzati dalla rete temporanea, nel periodo 18 Ottobre - 3 Novembre 1997, 106 sono stati anche ben registrati dalla rete regionale: questo data set particolare verrà analizzato nel prossimo paragrafo. Gli epicentri di questi eventi sono anch'essi riportati in Fig. 3.1.

#### **3.1 Modelli di propagazione su scala regionale**

La localizzazione di eventi molto superficiali, utilizzando dati provenienti da una rete regionale, può risultare instabile. Questa instabilità è ulteriormente accentuata, nel caso in questione, dal fatto che le stazioni operavano a trigger locale autonomo, e quindi non tutti gli eventi sono stati registrati da tutte le stazioni. L'instabilità di localizzazione può essere ridotta utilizzando modelli di propagazione molto ben calibrati.

L'approccio più completo prevederebbe di costruire un modello tridimensionale di propagazione, riguardante non solo l'area interessata dalla sequenza (come descritto nel paragrafo precedente), ma tutto il volume di crosta interessato dalla propagazione dei raggi sismici dagli ipocentri della sequenza a tutte le stazioni della rete regionale. Purtroppo i dati attualmente a disposizione non sono sufficienti per raggiungere un simile obiettivo: sarebbe necessario analizzare non solo i dati relativi alla sequenza, ma quelli provenienti da uno studio della sismicità diffusa su tutta l'area, in modo da poter raggiungere una buona copertura azimutale di raggi su tutto il volume indagato.



*Fig 3.1 - Geometria della rete ed epicentri utilizzati per l'analisi dei modelli di propagazione. Quadrati: rete permanente. Triangoli reti temporanee (comprese stazioni strong motion).*

In questo caso, si è preferito adottare un approccio semplificato: la propagazione viene modellata tramite un modello unidimensionale (in cui quindi la velocità di propagazione è funzione solamente della profondità) più un termine correttivo di stazione. Tale termine dovrebbe rappresentare lo scarto medio tra propagazione reale e modello adottato: molto spesso si verifica che il valore è influenzato soprattutto dall'ultima parte di tragitto del raggio, ossia dagli strati più

superficiali della crosta immediatamente sotto ogni stazione (*correzione statica di stazione*).

Per ottenere tale informazione, si sono adottati due approcci differenti: la scelta di un modello di propagazione “a priori”, ed un calcolo diretto delle correzioni di stazione, o un’inversione simultanea per modello di propagazione e termini correttivi.

In entrambi i casi, abbiamo utilizzato i dati provenienti dai già citati 106 eventi ben registrati sia dalla rete temporanea che da quella regionale. Per tali eventi si può assumere che la localizzazione fornita dalla rete temporanea, molto densa, sia affetta da errori molto minori di quelli che possiamo attenderci dalle localizzazioni ottenute con la rete regionale: la stima statistica media di errore orizzontale risulta dell’ordine di 0.2 km, mentre quella verticale è di 0.5 km.

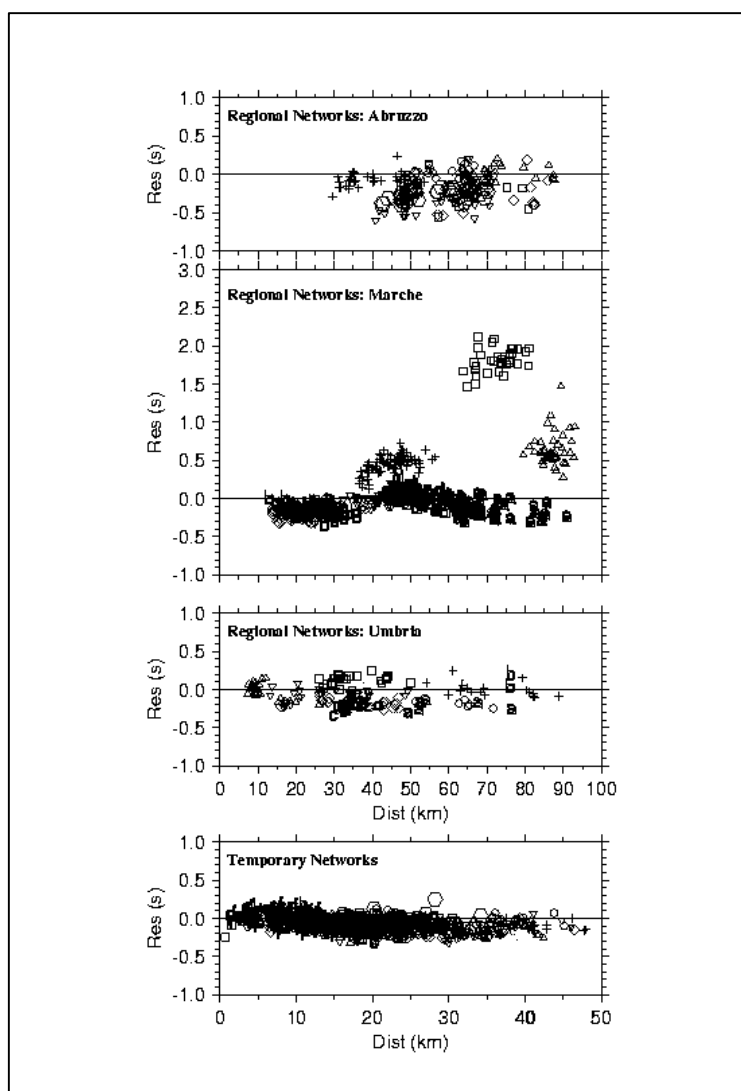


Fig. 3.2 - Residui P vs distanze per le differenti reti.  
I simboli si riferiscono alle differenti stazioni.

Pertanto tali localizzazioni sono state considerate come termini noti, e mantenute fisse.

Nel primo caso, si è adottato come modello di propagazione quello determinato come primo passo per la costruzione del modello tomografico (descritto nel capitolo precedente) per gli strati più superficiali, completato in profondità da informazioni provenienti da profili DSS (Ponziani et al., 1995). All'interno di questo modello, per ogni coppia evento-stazione è stato calcolato il residuo, ossia la differenza tra il tempo osservato e quello calcolato in base al modello. Tali residui sono riportati in Fig. 3.2: risulta evidente che non appare nessuna chiara correlazione di tali residui con la distanza (come dovrebbe accadere se il modello fosse inadeguato), mentre per alcune stazioni vi è una forte consistenza dei residui per tutti gli eventi, confermando l'ipotesi di un possibile termine "statico" di correzione. Tale valore può essere valutato semplicemente tramite una media pesata dei residui: i valori così ottenuti sono mappati in Fig. 3.3b.

Un primo controllo di congruità di tali valori può essere ottenuto tramite il confronto con degli analoghi termini ottenibili dalle informazioni geologico-strutturali note a priori per quest'area. Il particolare, da un'analisi dei profili DSS dell'area (Ponziani, 1994) è possibile ottenere colonne sismo-stratigrafiche per molte stazioni della rete. E' quindi possibile calcolare la differenza di tempo di percorso tra un raggio sismico incidente verticalmente in una di queste colonne e uno che si propaga nel modello di riferimento: tali valori sono mappati in Fig. 3.3a. La distribuzione geografica dei termini di correzione appare ben riprodotta, confermando l'ipotesi iniziale di poter attribuire quanto meno una parte preponderante del residuo alla parte superiore della crosta sotto le singole stazioni.

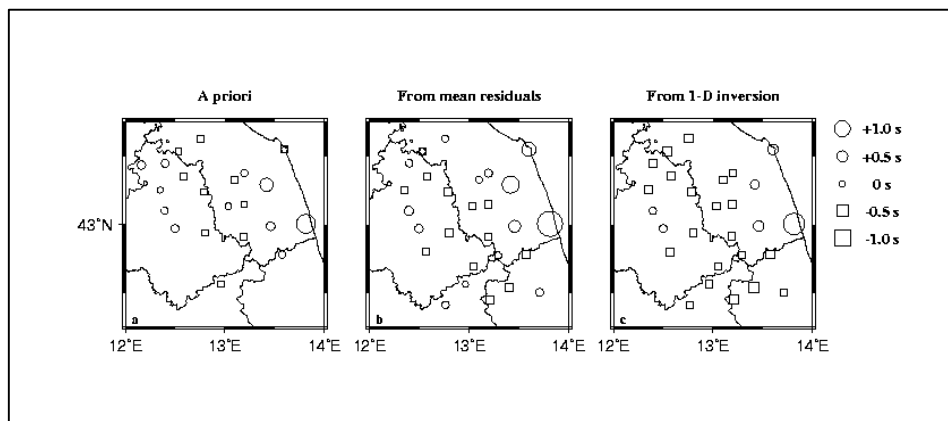


Fig. 3.3 - Confronto delle correzioni di stazione ottenute utilizzando differenti approcci. A sinistra: informazioni a priori da profili DSS e geologia. Al centro: correzioni di stazione calcolate come residuo medio di stazione. A destra: correzioni di stazione da inversione 1D.

Il secondo approccio prevedeva l'inversione dei residui per ottenere simultaneamente un nuovo modello di stazione e termini di correzione di stazione

(Kissling et al., 1994). In questo caso, rispetto all'approccio solito noi possiamo invertire solo per il modello di propagazione, mantenendo le localizzazioni fissate alle soluzioni ottenute dalla rete temporanea, riducendo quindi drasticamente il numero di incognite e migliorando quindi la stabilità dell'inversione. I risultati, in termini di correzione di stazione, sono riportati in Fig. 3.3c, e dimostrano una forte coerenza con quanto ottenuto con gli altri metodi precedentemente descritti.

Oltre al termine di correzione di stazione, la procedura consente di modificare anche il modello di propagazione, sia per  $V_p$  che per  $V_s$ . Dopo 5 iterazioni, la procedura ha consentito di ottenere una riduzione di varianza del 89%, con un rms finale di 0.16 secondi, molto basso per dati di una rete regionale. Una riduzione di varianza così elevata, inusuale per modellazioni 1D, può essere giustificata dai valori iniziali molto alti di residuo in alcune stazioni (cfr. Fig. 3.2), fortemente ridotti nell'inversione dal termine di correzione di stazione.

Il modello finale di velocità delle onde P è rappresentato in Fig. 3.4, confrontato con il modello a priori derivato dall'analisi dei profili DSS (Ponziani et al., 1995) e con il modello ottenuto dai dati della rete temporanea. La differenza del modello ottenuto con quest'ultimo non deve sorprendere, infatti il modello ottenuto dalla rete temporanea è ben adattato a propagazioni all'interno di un settore limitato dell'Appennino, mentre il modello qui calcolato deve giustificare propagazioni relative a un vasto settore dell'Italia Centrale.

Per valutare la robustezza dei modelli ottenuti, a la dipendenza dalla scelta del modello iniziale per l'inversione, si è adottato un approccio tipo Monte-Carlo: si è ripetutamente perturbato casualmente il modello iniziale, e per ogni modello così ottenuto si è effettuata una nuova inversione. I risultati (linee grigie in Fig. 3.4) mostrano una buona convergenza, e quindi alta stabilità, delle soluzioni per la parte superficiale del modello.

La funzionalità del modello così ottenuto può essere facilmente valutata ri-localizzando gli eventi utilizzando solo i dati della rete permanente, e confrontando le localizzazioni così ottenute con quelle fornite dalla rete temporanea. I risultati di tale confronto sono riassunti in Fig. 3.5, in cui tre diversi modelli di propagazione sono utilizzati:

- a) Modello a priori (Fig. 3.4 a sinistra) e nessuna correzione di stazione. Questo è il modello abitualmente utilizzato per la localizzazione dei dati della rete regionale.
- b) Modello 1D ottenuto dalla rete temporanea (Fig. 3.4 al centro) e correzioni di stazione ottenute dai residui medi (Fig. 3.3b).
- c) Modello 1D (Fig. 3.4 a destra) e correzioni di stazione (Fig. 3.3c) ottenuti dall'inversione simultanea.

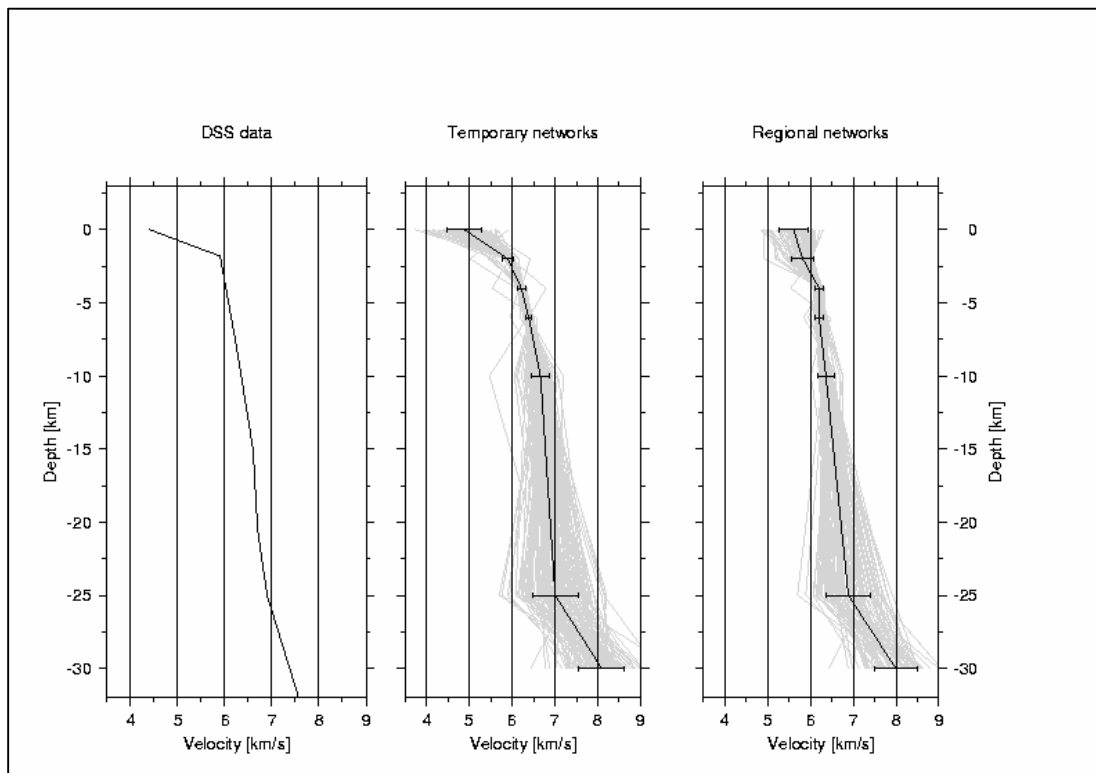


Fig. 3.4 - Modelli di propagazione 1D (fasi P). A sinistra: modello a priori da profile DSS e geologia. Al centro: risultati da molteplici inversioni, relativamente all'area interna, ottenuti perturbando in modo random un modello di partenza, in grigio sono indicati i risultati delle singole inversioni la linea nera spessa indica il modello medio per le  $V_p$ . A destra: risultati per l'area esterna alla rete.

Gli istogrammi in Fig. 3.5 mostrano la differenza in latitudine, longitudine e profondità tra le localizzazioni ottenute con la rete permanente, utilizzando i vari modelli, e quelle fornite dalla rete temporanea.

Risulta evidente che, per quanto riguarda questi eventi, ben registrati da tutta la rete regionale, anche un modello non calibrato (caso a) è in grado di riprodurre abbastanza fedelmente la posizione epicentrale. L'adozione di correzioni di stazione (caso b) e di un modello più specifico (caso c) riescono comunque ad eliminare quasi completamente il leggero offset presente nel caso a, sia in longitudine (circa 350 m) che in latitudine (circa 170 m). Il miglioramento è comunque molto più evidente nella stima della profondità.

Nel caso a) si osserva un offset significativo del valore medio (circa 0.9 km) e una distribuzione degli scarti piuttosto allargata (2.0 km di deviazione standard), mentre l'utilizzo di modelli calibrati elimina l'offset e riduce significativamente la deviazione standard (1.6 e 1.3 km rispettivamente per i casi b) e c)).

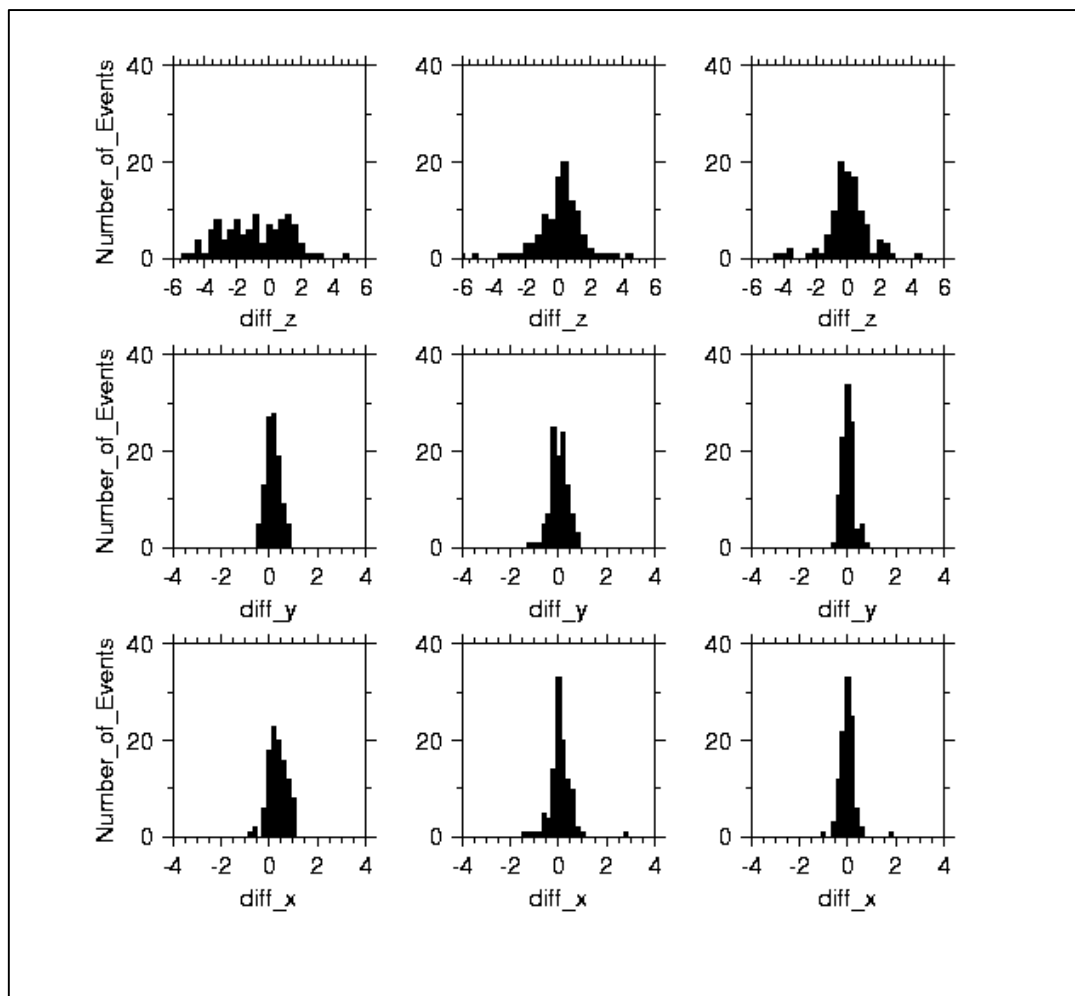


Fig. 3.5 - Spostamento delle localizzazioni ottenute da reti permanenti rispetto a quelle derivate dalla rete temporanea. In basso: differenza in longitudine (espressa in km). Al centro: differenza in latitudine. In basso: in profondità. A sinistra: modello a; al centro: modello b e a destra: modello c.

E' importante evidenziare qui la differenza tra la stima di errore di una singola localizzazione, e un eventuale offset di tutte le localizzazioni: nel primo caso l'errore produce, nelle mappe e nelle sezioni, un effetto di sfuocamento, mentre nel secondo caso si introduce un effettivo spostamento al baricentro di una serie di localizzazioni, portando quindi a possibili interpretazioni errate.

In altre parole, si può affermare che la riduzione di offset ottenuta tramite i modelli calibrati consente di determinare correttamente la posizione ipocentrale media di una serie di terremoti in quest'area. Tuttavia, per quanto riguarda una singola localizzazione, l'instabilità statistica intrinseca nella procedura può portare ad errori significativamente maggiori. In questo senso, nei paragrafi successivi



baseremo la discussione più sulla distribuzione media degli eventi che sulla localizzazione di singoli eventi.

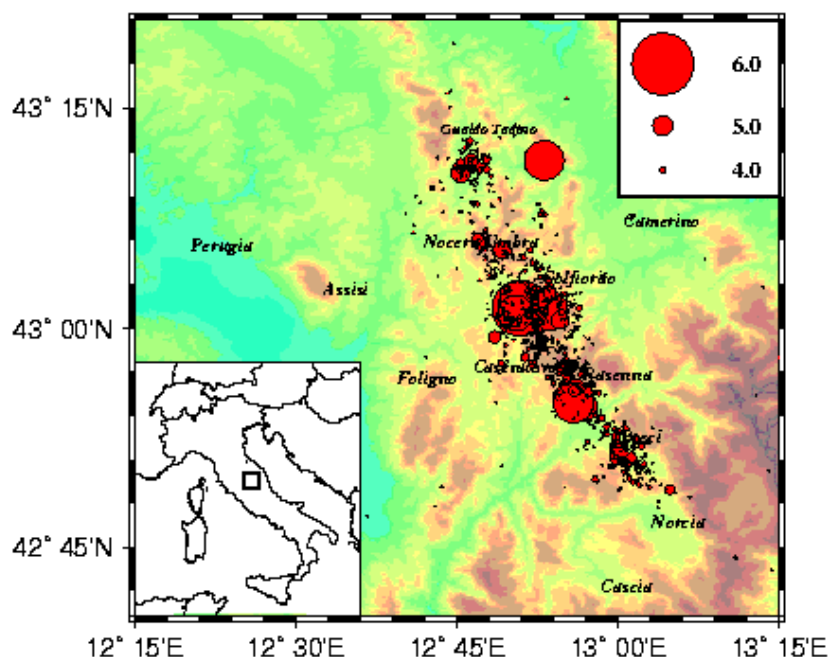


Fig. 3.6 - Epicentri della sismicità rilocalizzata nel periodo Settembre 1997 fino a Luglio 1998. Sono stati selezionati 1283 terremoti.

### 3.2 Analisi dell'evoluzione spazio-temporale della sequenza

Il modello 1D con correzioni di stazioni ottenuto tramite inversione è stato quindi adottato come modello per la localizzazione di tutti gli eventi della sequenza.

La sequenza è iniziata alle 22:07 UTC del 3 Settembre 1997, con un evento di MI 4.5. La nostra analisi in realtà include anche dati precedenti, coprendo il periodo Maggio 1996 - Luglio 1998, per un totale di circa 1300 eventi. Il catalogo può essere considerato mediamente completo a partire da magnitudo 2.6, anche se alcune perdite di dati anche di magnitudo più alta di tale soglia si sono senz'altro verificate, come già detto, nelle fasi più parossistiche della sequenza.

Le magnitudo degli eventi sono state calcolate deconvolvendo la risposta dei sensori dai sismogrammi registrati, convolvendo con la risposta di un sismometro Wood-Anderson teorico e adottando quindi le procedure tradizionali.

La distribuzione complessiva degli epicentri è riportata in Fig. 3.6. L'area interessata dalla sequenza complessiva risulta più estesa di quella ricostruibile dagli

eventi registrati nel periodo 18 Ottobre - 3 Novembre (Fig. 2.1 e 3.1) e di quella evidenziata da Amato et al. (1998).

Infatti, il settore più settentrionale (zona di Gualdo Tadino) si è attivata solo nel periodo Marzo-Aprile 1998, aumentando l'estensione spaziale complessiva a circa 50 km. In ogni caso, la distribuzione degli epicentri non è assolutamente omogenea, con evidenze di clusters e gaps.

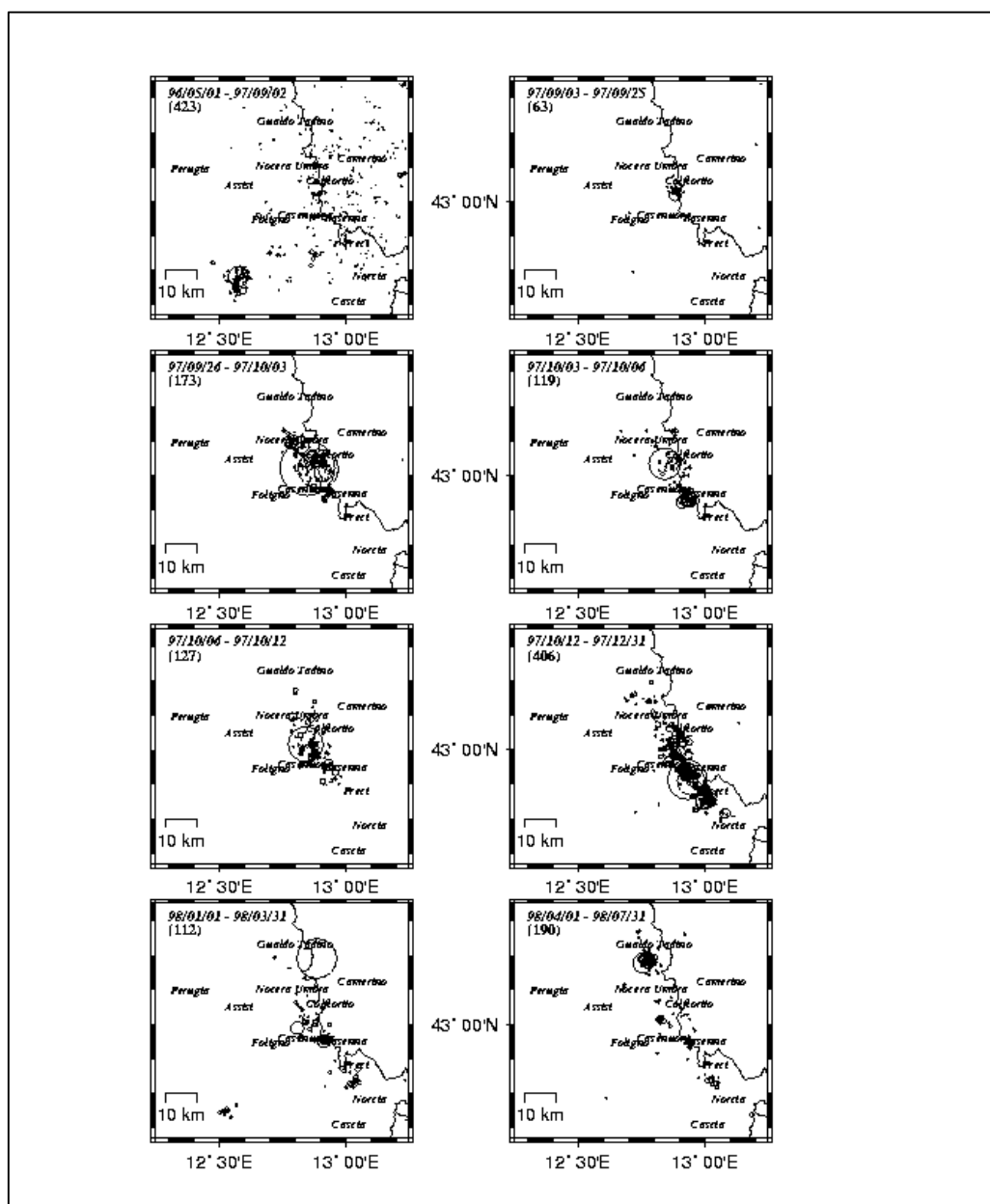


Fig. 3.7 - Distribuzione spazio temporale della posizione epicentrale. Oltre alle date per ogni intervallo di tempo analizzato è riportato tra parentesi il numero di eventi.

Per analizzare più in dettaglio lo sviluppo spazio-temporale della sismicità, abbiamo suddiviso la sequenza in differenti periodi (Fig. 3.7). Le separazioni tra i periodi sono legate all'occorrenza degli eventi più energetici. Gli eventi sono rappresentati tramite cerchi il cui raggio è approssimativamente proporzionale all'estensione spaziale della sorgente (Bath e Duda, 1964).

La prima mappa rappresenta la sismicità di background, nel periodo Maggio 1996 - Agosto 1997. Si può osservare una sismicità piuttosto diffusa, con un cluster di terremoti nel settore SW (area di Massa Martana). Si possono comunque osservare alcuni clusters di attività nella zona successivamente interessata dalla sequenza.

Il secondo periodo riguarda quella che possiamo definire (a posteriori) "attività di foreshocks": a partire dall'evento del 3 Settembre, MI 4.5, si è sviluppata una piccola sequenza molto concentrata nell'area di Colfiorito. Discuteremo in seguito più in dettaglio questi eventi.

Il terzo periodo rappresenta la vera attivazione della sequenza, con i due eventi principali del 26 Settembre e i loro primi aftershocks, fino al 3 Ottobre. In questo periodo, molti aftershocks tendono a concentrarsi alle estremità NW e SW dell'area attivata.

Nel quarto periodo, dal 3 al 6 Ottobre, dopo un evento di magnitudo MI 5.4, si inizia ad attivare il settore SE dell'area precedentemente interessata, vicino al villaggio di Rasenna.

Nel quinto periodo (6 - 12 Ottobre), a seguito di un evento di MI 5.5, l'attività si concentra soprattutto nel settore centrale, ma appare significativamente spostata verso SW rispetto alla distribuzione osservata nel secondo periodo.

Il sesto periodo riguarda l'attività a partire dagli eventi del 12 e 14 Ottobre (MI 5.4 e 5.6) fino a fine 1997. Gli aftershocks tendono a concentrarsi soprattutto all'estremità SE della zona attivata.

Il periodo successivo riguarda i primi tre mesi del 1998. Si osservano ancora alcuni clusters, riguardanti un po' tutta l'area precedentemente analizzata. L'elemento più caratteristico di questo periodo è il forte evento (MI 5.6) del 26 Marzo, alle 16:26 UTC. Questo evento è non solo significativamente spostato verso NE, rispetto al trend medio della sismicità della sequenza, ma risulta anche molto più profondo (47 km). Torneremo a parlare di tale evento. Infine, l'ultimo periodo analizzato riguarda la sismicità da Aprile a Luglio 1998. E' evidente l'attivazione di un settore più settentrionale (nei pressi di Gualdo Tadino), non interessato da tutto lo sviluppo precedente della sequenza.

### **3.3 Distribuzione in profondità**

Durante tutto lo sviluppo della sequenza, la quasi totalità degli eventi si è sviluppata negli strati più superficiali, entro i 9 km di profondità. Tuttavia, si possono osservare due eccezioni: un piccolo evento (MI 2.3) il 18 settembre 1997, alle 22:50 UTC, a una profondità di 54 km, e il già citato evento del 26 Marzo, a 47 km di profondità. Per eventi a questa profondità, la spaziatura tra le stazioni della rete

regionale diventa meno critica, e quindi tali stime di profondità possono essere considerate stabili. L'occorrenza di eventi subcrostali in quest'area non è sorprendente: Selvaggi e Amato (1992) hanno trovato evidenze di sismicità subcrostale in un vasto settore dell'Appennino Settentrionale, e più recentemente Parolai et al. (1999), analizzando la sismicità dell'area marchigiana su un intervallo di tempo più ampio, hanno trovato evidenze di uno strato sismogenetico più profondo, da mettere probabilmente in relazione con un frammento di slab Adriatico posto sotto l'Appennino, riconoscibile anche tramite la tomografia sismica (Amato et al., 1993).

Per analizzare più in dettaglio la distribuzione in profondità degli eventi della sequenza, abbiamo proiettato (Fig 3.8 a,b,c) gli ipocentri su sezioni perpendicolari al trend medio degli epicentri, scegliendo una larghezza di proiezione (3 km) sufficiente a garantire un numero abbastanza ampio di eventi: ciò è importante per garantire un trattamento statistico e non deterministico delle localizzazioni, come già discusso precedentemente.

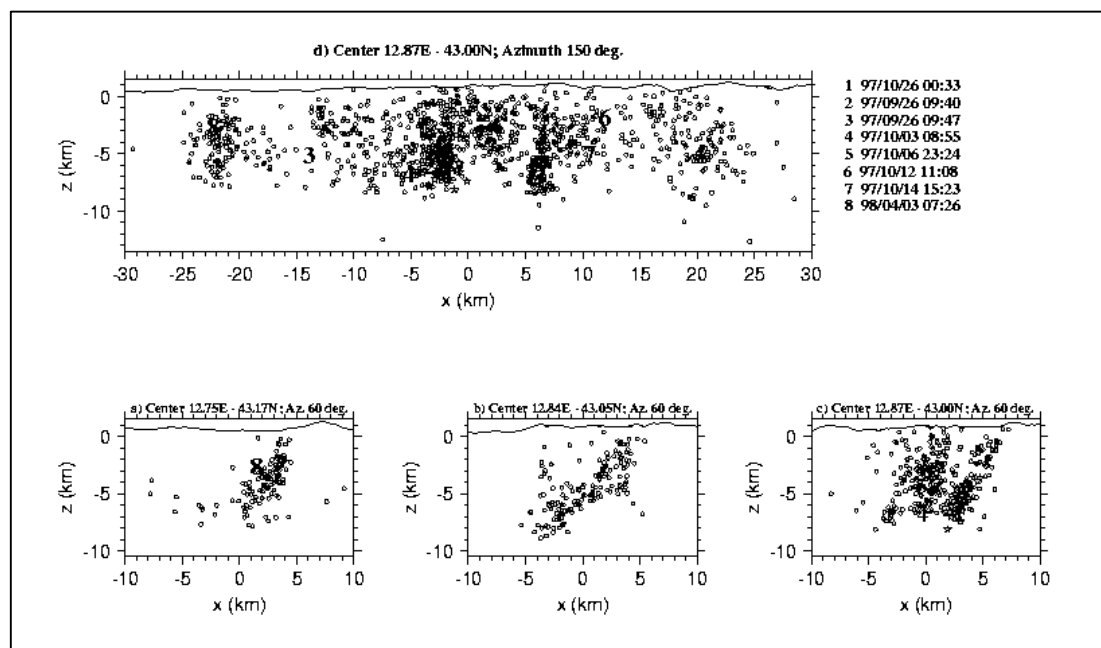


Fig. 3.8 - sezioni sismiche. I numeri indicano l'occorrenza degli eventi principali.

Le tre sezioni riguardano il settore centro-settentrionale della sequenza, attive principalmente nella prima ed ultima fase di attività. La sezione 3.8b è confrontabile con la Fig. 4 di Amato et al. (1998) e riguarda il settore immediatamente a nord dei due mainshocks. Gli ipocentri tendono a disporsi lungo un piano immergente verso SW: posizione e dip di questo piano risultano simili a quelli osservati da Amato et

al., utilizzando i dati di una rete molto più densa; tale geometria è inoltre compatibile con uno dei piani nodali dei meccanismi focali di entrambi i mainshocks.

La sezione 3.8c attraversa l'area in cui si sono nucleati i due mainshocks: qui la distribuzione appare più complessa, ma si può riconoscere l'esistenza di due allineamenti approssimativamente paralleli, immergenti sempre verso SW e spaziati di circa 5 km. Il dip di questi piani sembra superiore a quello ottenuto dalla sezione precedente, e risulterebbe incompatibile con i piani individuati dai meccanismi focali: questa discrepanza potrebbe essere giustificata dall'effetto di allargamento verticale della localizzazione degli eventi meno ben vincolati (in particolare nel periodo immediatamente successivo ai due mainshocks) ed all'interferenza di altre strutture a scala geometrica minore. Tuttavia la presenza di strutture distinte sub-parallele appare sufficientemente robusta, ed è confermata nel settore più meridionale dai risultati presentati nel paragrafo precedente

Nelle sezioni sono riportati anche alcuni eventi selezionati (tutti gli eventi con  $M_l > 5.2$ , e il primo aftershock dell'evento principale), riportati attraverso il numero di sequenza. Bisogna ricordare che la localizzazione di questi eventi più energetici deve essere considerata con cautela: infatti per tali eventi la registrazione alle stazioni più vicine risulta satura, e quindi la lettura delle fasi S risulta difficile, se non impossibile. In ogni caso, si può affermare che l'evento 1 appare collegato al piano più orientale, mentre gli altri sembrano collegati a quello più occidentale. Tutti gli eventi principali sembrano aver nucleato al fondo delle strutture delineate dagli aftershocks.

E' infine interessante osservare lo sviluppo temporale dell'attività in questa sezione: gli eventi antecedenti il 26 Settembre (che possiamo definire foreshocks) sono riportati come stelle grigie, mentre gli aftershocks del primo mainshocks (il 26 Settembre, dalle 00:33 alle 9:40) come quadrati grigi. E' abbastanza evidente che i foreshocks hanno interessato solo il settore più profondo del piano più orientale, mentre i (pochi) aftershocks localizzati del primo mainshock sono posti sulla parte più superficiale dello stesso piano. E' inoltre interessante notare che il settore più profondo di questo piano appare quasi completamente asismico dall'analisi di dettaglio dei dati registrati dalla rete temporanea ING nel periodo 27 Settembre - 3 Novembre 1997 (Amato et al., comunicazione personale).

Un'altra sezione (Fig. 3.8a) riguarda infine il settore più settentrionale, attivato nell'ultimo periodo della sequenza. Anche in questo caso la geometria di dettaglio non è facilmente identificabile, ma si può riconoscere una struttura immergente verso SW, consistente con le geometrie dei settori più meridionali.

Infine, la Fig. 3.8d riporta una sezione longitudinale: risulta qui ben evidenziato come la distribuzione degli aftershocks non sia omogenea, ma presenti evidenti lacune e concentrazioni. Assumendo che le lacune possano individuare le zone di maggior rilascio, e i primi aftershocks i limiti della zona di rottura, l'evento 1 potrebbe aver interessato principalmente un settore a SE del suo punto di nucleazione, mentre l'evento 2 al contrario avrebbe interessato il settore a NW. Questi pattern di rottura risulterebbero consistenti con i risultati sulla modellazione della sorgente presentati da Zollo et al (1998) e Pino et al (1999).

E' infine interessante osservare la posizione del primo forte aftershock dell'evento principale, il 26 Settembre alle 9:47. Questo evento, di magnitudo 4.7, potrebbe indicare il limite settentrionale dell'area interessata dall'evento principale.

Per quanto riguarda gli altri eventi più energetici della sequenza, in analogia con quanto proposto per i primi due, possiamo tentativamente proporre che gli eventi nella zona di Sellano (5 e 6) abbiano avuto rotture verso SE, mentre gli eventi 3 e 4 rispettivamente verso NW e SE.

Riassumendo, possiamo affermare che la sequenza si è sviluppata come una serie di episodi di rottura, su strutture parzialmente distinte, ognuno dei quali ha generato una sua sequenza di aftershocks riguardante principalmente i limiti del settore interessato dalla relativa scossa principale.

### **3.4 Meccanismi focali**

I meccanismi focali di 26 eventi con magnitudo superiore a 4.0 sono stati ottenuti dall'analisi delle polarità P (FPFIT, Reasenberg e Oppenheimer, 1985). Le forme d'onda sono state corrette per gli effetti dei filtri FIR (Scherbaum, 1996), per migliorare la determinazione del primo movimento. Gli angoli di take-off sono stati calcolati tramite il ray-tracing intrinseco nella procedura di localizzazione, all'interno del modello 1D adottato. Le soluzioni sono generalmente stabili, dato il numero sufficientemente alto di polarità utilizzate e la buona qualità delle registrazioni digitali. I risultati sono riassunti nella Tabella 3.1, e plottati in Fig. 3.9. La maggior parte degli eventi presenta meccanismi a faglia normale, con assi T orientati in direzione NNE-SSW o NE-SW, perpendicolari al trend appenninico.

Per molti eventi, il meccanismo da polarità P è in buon accordo con le soluzioni CMT (Ekstrom et al., 1998), sebbene vi siano talora notevoli differenze. Se in alcuni casi le differenze sono ascrivibili a una possibile instabilità delle nostre soluzioni, in altri casi la differenza è senz'altro significativa.

Un esempio evidente è l'evento del 14 Ottobre, alle 15:23, che presenta sempre un meccanismo di faglia normale, ma con una geometria completamente differente da quella degli altri eventi principali, e dalla soluzione CMT. In questo caso, si può ipotizzare che il processo di nucleazione abbia interessato una struttura differente da quella della fase più energetica di rilascio.

Altri meccanismi (in particolare due del 16 ottobre e uno del 20 Ottobre) presentano forti componenti di trascorrenza, mentre uno nel settore più meridionale (25 Ottobre, alle 03:08) può essere definito di faglia inversa. Una certa variabilità di meccanismi era stata osservata anche nella sequenza del settembre 1979 in Val Nerina, dove due tipologie di meccanismi, una a componente dominante normale ed un'altra con componenti compressive e trascorrenti, risultavano coesistere (Deschamps et al., 1984, Brozzetti e Lavecchia, 1994). Complessivamente, nel nostro caso possiamo ritenere che il processo dominante sia un'estensione legata alle faglie normali di direzione NW-SE, in accordo con l'assetto strutturale di questo settore dell'Appennino. Questo trend strutturale è talvolta complicato da componenti

di trascorrenza su faglie orientate N-S o E-W, e da accorciamenti con faglie inverse ENE-WSW (Cello et al., 1997, Lavecchia et al., 1994). In ogni caso, il campo di stress compressivo risultante da tutti questi meccanismi, ossia una distensione in direzione NE-SW) è consistente con il campo di stress conosciuto su scala regionale (Frepoli ed Amato, 1997; Mariucci et al., 1999).

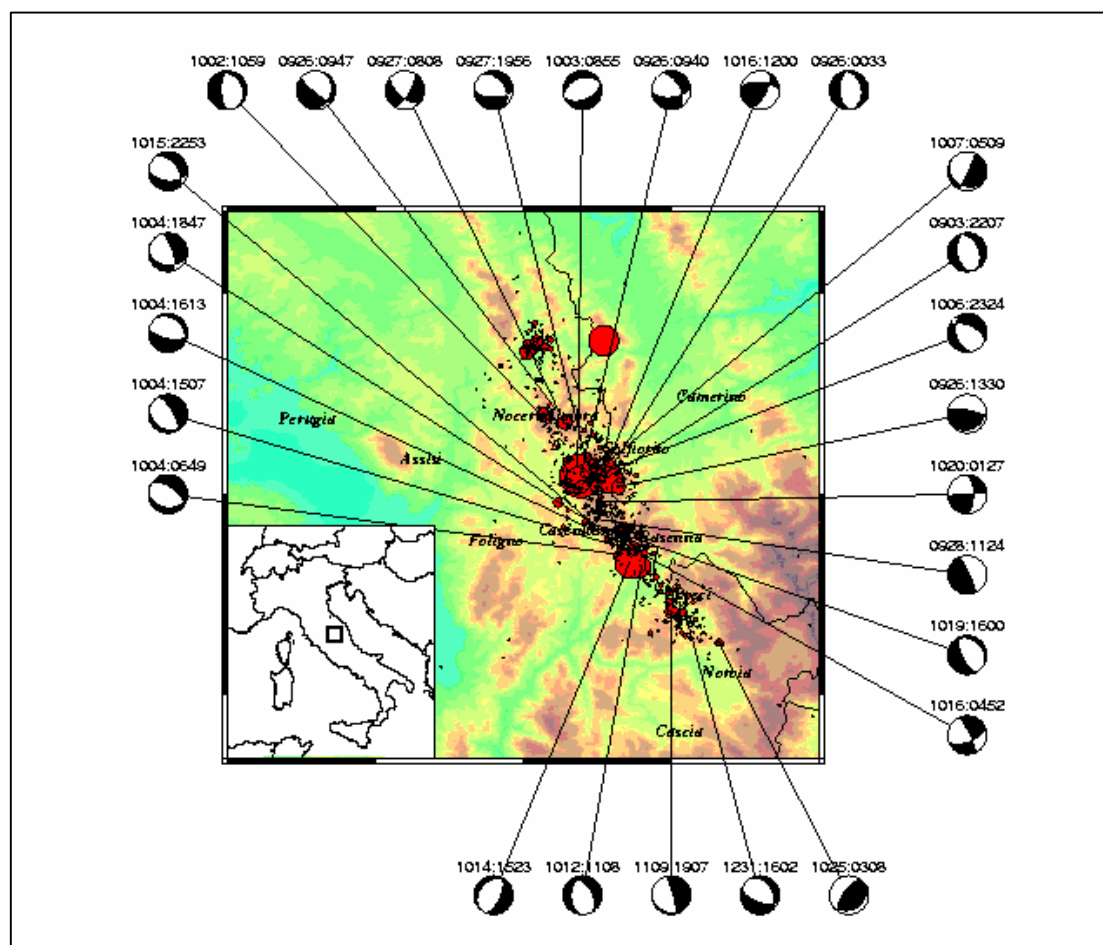


Fig. 3.9 - Meccanismi focali (proiezione emisfero inferiore, in nero compressione) calcolati in questo lavoro sovrapposti agli eventi rilocalizzati.

Tab. 3.1: Lista eventi con soluzione focale determinata in questo lavoro.

Data	To	Lat.N	Long.E	Prof	Ml	Pol	Ddr	Dip	Rake	Errori			
										D	Dip	R	
970903	22 7	29.70	43-00.92	12-52.77	8.7	4.5	20	260	49	-81	7	1	5
970926	033	13.33	43- 1.24	12-53.31	3.8	5.6	23	80	37	-96	0	2	4
970926	940	27.08	43- 1.41	12-50.83	6.5	5.9	14	174	61	-138	2	5	5
970926	947	38.57	43- 6.41	12-48.19	2.6	4.7	7	108	26	-24	9	5	16
970926	1330	52.92	43- 0.57	12-54.57	6.0	4.9	9	150	20	52	13	5	16
970927	8 8	8.34	43- 5.28	12-49.20	4.2	4.9	12	120	70	-32	0	3	4
970927	1956	43.82	43- 2.80	12-51.32	4.9	4.4	16	180	61	-124	3	5	2
970928	1124	32.37	42-58.14	12-52.59	3.5	3.9	16	230	10	76	20	3	10
971002	1059	56.70	43- 5.68	12-47.06	4.5	4.4	32	60	27	-116	6	2	8
971003	855	22.43	43- 2.05	12-50.52	5.7	5.4	31	158	51	-91	9	6	5
971004	649	59.93	42-55.50	12-54.79	4.0	4.5	30	184	34	-116	2	2	8
971004	15 7	21.38	42-55.84	12-55.86	2.4	4.5	31	208	23	-120	6	6	2
971004	1613	33.36	42-55.96	12-56.14	2.1	4.8	32	192	68	-104	4	0	2
971004	1847	48.30	42-55.72	12-56.44	2.1	4.6	33	72	72	-60	0	2	4
971006	2324	53.54	43- 0.91	12-50.58	7.0	5.5	30	24	58	-122	5	7	6
971007	5 9	57.69	43- 1.47	12-51.91	2.9	4.7	35	212	25	-172	2	2	12
971012	11 8	37.39	42-54.64	12-56.99	2.2	5.3	24	60	51	-112	6	4	2
971014	1523	11.03	42-54.91	12-55.77	4.9	5.6	28	114	62	-100	3	2	0
971015	2253	11.18	42-55.55	12-55.82	2.0	4.5	30	52	50	-56	2	4	4
971016	452	56.08	42-56.37	12-55.04	2.0	4.2	24	160	62	-168	4	18	8
971016	12 0	31.77	43- 2.06	12-53.43	2.0	4.6	34	116	63	40	2	6	6
971019	16 0	18.00	42-57.95	12-51.46	6.5	4.3	40	40	22	-112	3	8	3
971020	127	5.42	42-59.40	12-52.77	3.3	3.7	40	88	63	2	3	20	45
971025	3 8	7.30	42-48.99	13- 4.79	2.0	4.4	45	148	25	110	6	3	9
971109	19 7	33.88	42-51.26	12-59.99	2.0	4.9	26	196	13	-148	3	4	9
971231	16 2	15.83	42-51.14	13- 1.41	5.4	4.4	14	58	36	-58	6	6	6

### 3.5 Analisi di sorgenti sismiche

Tra le attività previste nel programma originale, era citato anche l'inizio di uno studio di dettaglio delle sorgenti sismiche attivate durante la sequenza. Questa analisi dovrebbe utilizzare due strumenti fondamentali: da un lato la ricerca di eventi con forme d'onda molto simile (doublets), che consentano l'utilizzo di tecniche di localizzazione relativa di alta precisione (cfr. Poupinet et al., 1984, per lo sviluppo teorico, e Cattaneo et al., 1997, per un'applicazione recente); dall'altro, questi eventi simili costituiscono la base naturale per la ricerca di Empirical Green Function (Hartzell, 1978), ossia dello strumento fondamentale per discriminare, nelle forme d'onda degli eventi più energetici, il contributo della sorgente da quello della propagazione.

L'attività finora sviluppata in questo campo si è dimostrata più problematica di quanto ci si potesse attendere a priori: nonostante il numero piuttosto alto di eventi registrati da stazioni digitali ad alta dinamica, e quindi la disponibilità di un grande numero di forme d'onda di alta qualità, la ricerca di forme d'onda simili ha portato finora a risultati piuttosto deludenti.



L'estensione geografica della sequenza, la superficialità degli eventi e la soglia di magnitudo piuttosto alta finora utilizzata per la selezione degli eventi fa sì che la probabilità di osservare dei veri doublets, ossia eventi localizzati a distanze ipocentrali confrontabili con le lunghezze d'onda in gioco, sia piuttosto bassa. Inoltre, la forte eterogeneità del mezzo interessato, probabilmente anche in termini di attenuazione, fa sì che anche eventi a una distanza tale da presentare forme d'onda sufficientemente simili in un contesto più semplice, risultino qui molto differenziati. Per quanto riguarda il tema sorgenti un primo tentativo di analisi delle relazioni momento sismico- magnitudo ed una valutazione preliminare dello stress drop per gli aftershocks registrati dalla rete temporanea GNDT-SSN è presentata nel sottoprogetto 6A.2 (Responsabile L. Peruzza).

### **3.6 Discussione dei risultati**

Da un punto di vista metodologico, i nostri risultati confermano la necessità di utilizzare modelli di propagazione ben calibrati, soprattutto quando si utilizzino dati provenienti da reti piuttosto sparse. Questo fatto risulta ancora più critico quando le stazioni della rete operino con un meccanismo di trigger autonomo, e quindi non sia disponibile un data set omogeneo di tempi di arrivo. In quest'ultimo caso, i residui sistematici causati dalle anomalie di propagazione possono perturbare significativamente le localizzazioni, e, in alcuni casi, si è verificato che la distribuzione apparente della sismicità, in caso di sequenze ad estensione spaziale limitata, è dominata dagli errori di localizzazione più che dall'effettiva distribuzione geografica ( cfr. per esempio Cattaneo et al., 1997; Courboux et al., 1998).

A titolo esemplificativo, se avessimo utilizzato il data-set originale dei dati provenienti dalla rete regionale senza alcuna precauzione, ossia utilizzando un modello di localizzazione standard e nessuna correzione, le localizzazioni ottenute avrebbero prodotto sezioni come quelle riportate in Fig. 3.10: risulta evidente che buona parte dei risultati ottenuti sarebbero stati difficilmente qui riconoscibili.

Si può quindi affermare che la disponibilità di dati provenienti da una rete permanente di stazioni a tre componenti ed alta dinamica, anche con una geometria non ottimale, rappresenta un importante strumento per lo studio di sequenze sismiche, consentendo di analizzare l'intero sviluppo spazio-temporale della sismicità, e non solo una parte degli aftershocks, come avviene solitamente con le reti temporanee installate ad hoc.

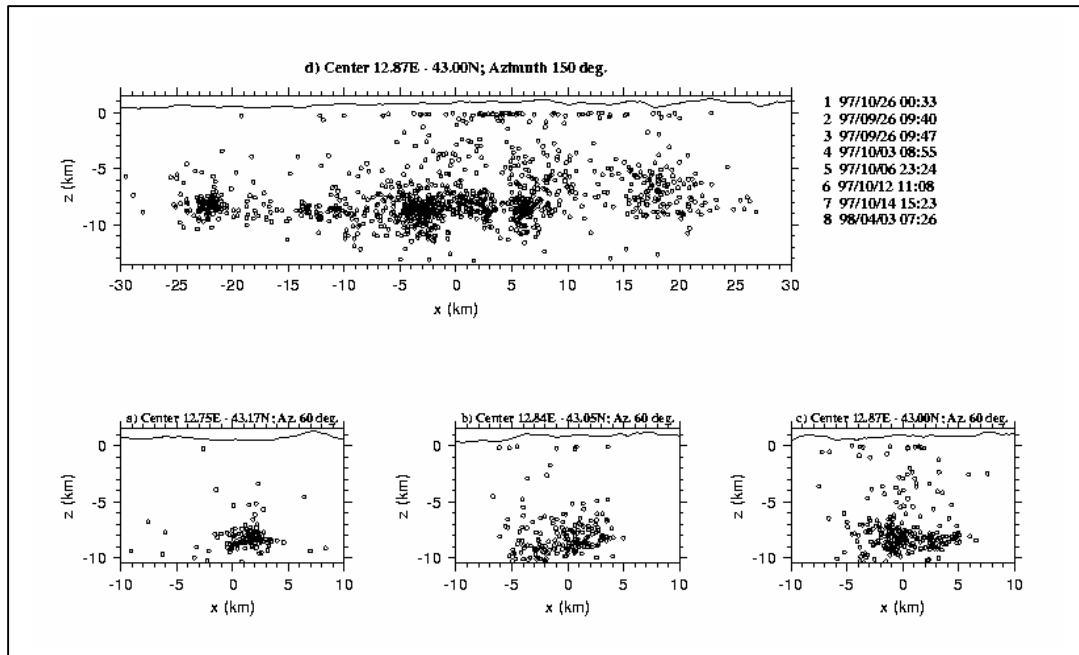


Fig. 3.10 - Sezioni su sismicità localizzata con modelli standard, confrontare con Fig. 3.8.

## 4.0 CALCOLO DEL FATTORE DI ATTENUAZIONE

In questo capitolo verranno presentati i risultati relativi ai seguenti argomenti:

- Attenuazione delle onde S e coda Q o  $Q_C$  (Aki e Chouet, 1975).
- Il parametro di decadimento spettrale  $k$  (Anderson e Hough, 1984).
- La funzione di attenuazione non parametrica nelle Marche (Castro et al. 1990).

### 4.1 Attenuazione delle onde S e Coda Q

In questo studio si è cercato di valutare se le variazioni di stress attese prima e dopo gli eventi principali della sequenza umbro-marchigiana del 1997-98 avessero causato variazioni del fattore di qualità Q e dell'attenuazione delle onde S. A tale scopo sono stati implementati tre insiemi di dati, costituiti dai parametri focali e dalle forme d'onda dei terremoti localizzati nell'area epicentrale della recente sequenza e caratterizzati all'incirca dallo stesso percorso sorgente-stazione (Fig. 4.1).

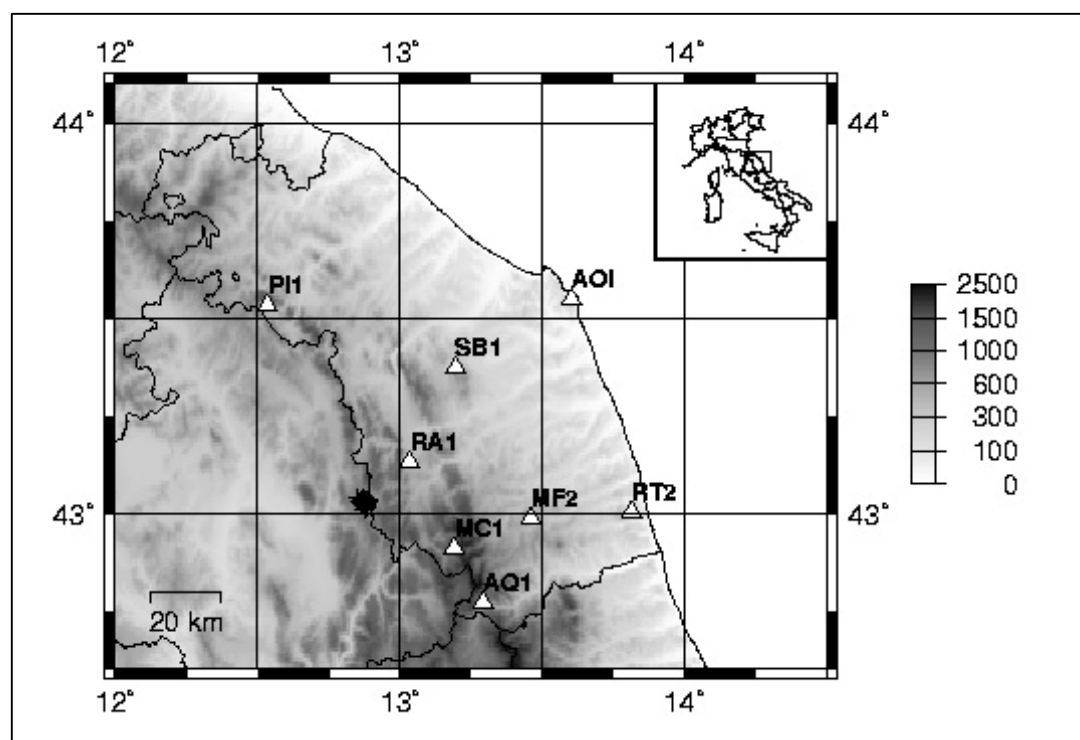


Fig. 4.1 - Mappa delle stazioni della rete RSM (triangoli) e delle localizzazioni degli epicentri. Gli eventi selezionati giacciono nel mezzo dell'area di rottura definita dagli aftershocks della sequenza umbro-marchigiana del 1997-98. Tutti gli eventi si trovano all'interno di un'area circolare con raggio di 2.5 km.

Il primo insieme di dati includeva eventi sismici avvenuti due settimane prima delle scosse principali della sequenza (Mw 5.7 e Mw 6.0). Il secondo insieme era costituito da eventi registrati nelle due settimane successive alle scosse principali. Infine il terzo insieme di dati includeva eventi avvenuti 6 mesi prima delle scosse principali.

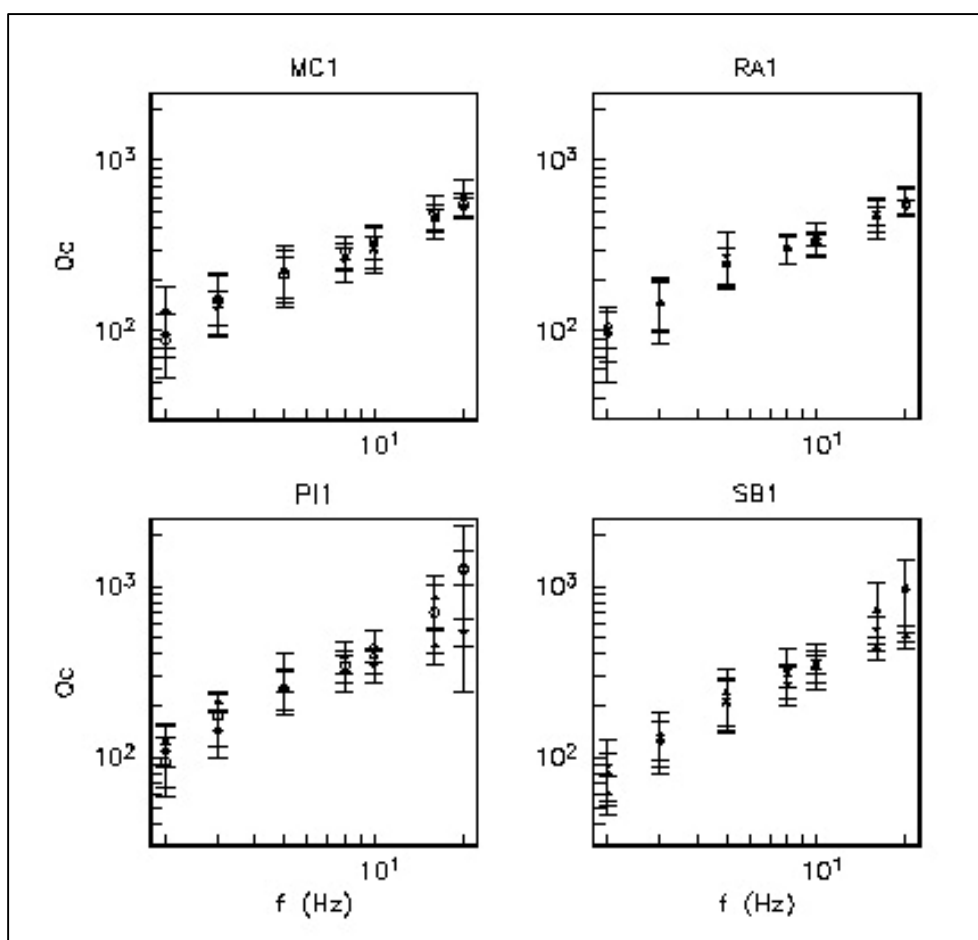


Fig. 4.2 - Stime del  $Q$  di coda ottenute utilizzando eventi avvenuti 2 settimane prima dei principali terremoti del 26 settembre 1997 (asterischi), utilizzando eventi avvenuti due settimane dopo (cerchi) ed utilizzando eventi registrati sei mesi prima (triangoli).

Al fine di valutare il decadimento con la distanza dell'ampiezza delle onde S, per ogni insieme di dati considerati si è provveduto al calcolo di una funzione di attenuazione empirica per 15 frequenze comprese fra 1 e 25 Hz. Inoltre, il  $Q$  di coda è stato calcolato tra 2 e 20 Hz utilizzando il *single-scattering model* proposto da Aki e Chouet (1975).

I risultati ottenuti (Fig. 4.2) indicano che né l'attenuazione della coda del sismogramma né il decadimento delle ampiezze spettrali delle onde S si sono modificati su brevi intervalli (due settimane prima e dopo gli eventi principali della sequenza). Inoltre anche considerando periodi più lunghi (6 mesi), non sono stati osservati cambiamenti nel Q di coda.

La dipendenza dalla frequenza di quest'ultimo può essere approssimata con la funzione:

$$Q_c = 77f^{0.6}$$

che è in buon accordo con le stime del Q di coda per gli Appennini Centrali.

Infine è stato osservato che le funzioni di attenuazione delle onde S, ottenute utilizzando percorsi che attraversavano la catena appenninica, evidenziano un decadimento spettrale maggiore rispetto a quelle ottenute da studi precedenti per le Marche.

## 4.2 Il parametro di decadimento spettrale $k$

Per calcolare il parametro di decadimento spettrale  $k$  (Anderson e Hough, 1984), sono stati selezionati 44 eventi, aventi magnitudo compresa tra 2.1 e 4.1, registrati dalla Rete Sismometrica Marchigiana durante la sequenza umbro-marchigiana del 1997-98 (Fig. 4.1).

Gli eventi selezionati erano localizzati all'interno di un cerchio di raggio di 2.5 km, con centro in corrispondenza della parte centrale dell'area di rottura della scossa principale della sequenza. Le distanze ipocentrali variavano tra 18 ed 84 km.

Sebbene i percorsi sorgente-stazione fossero tutti della stessa lunghezza ( $\pm 2.5$  km) e che per ogni sito gli *azimuth* fossero praticamente coincidenti, le stime del  $k$  mostrano una notevole variabilità a tutte le stazioni (Fig. 4.3).

Questa osservazione suggerisce che l'attenuazione vicino alla sorgente può cambiare significativamente anche su piccole distanze ( $r < 2.5$  km).

I valori medi di  $k$  evidenziavano che i percorsi sorgente-stazione in direzione SE, ovvero paralleli alla direzione della faglia degli eventi principali, sono affetti da alta attenuazione ( $k=0.0487$  sec). Al contrario, in direzione NW i valori di  $k$  medi ( $k=0.0205$ ) indicano una bassa attenuazione (Tabella 4.1).

Tabella 4.1: Valori medi della distanza ( $r$ ), del parametro di decadimento ( $k$ ), e dell'attenuazione prossima alla superficie ( $k_0$ )

STATION	$\bar{r}$ (km)	$\bar{k}$ (sec)	$k_0$ (sec)
AOI	83.0	0.0363	0.0303
AQ1	45.0	0.0487	0.0455
MC1	29.9	0.0257	0.0236
PI1	63.5	0.0205	0.0159
RA1	19.4	0.0270	0.0256
SB1	47.4	0.0182	0.0148

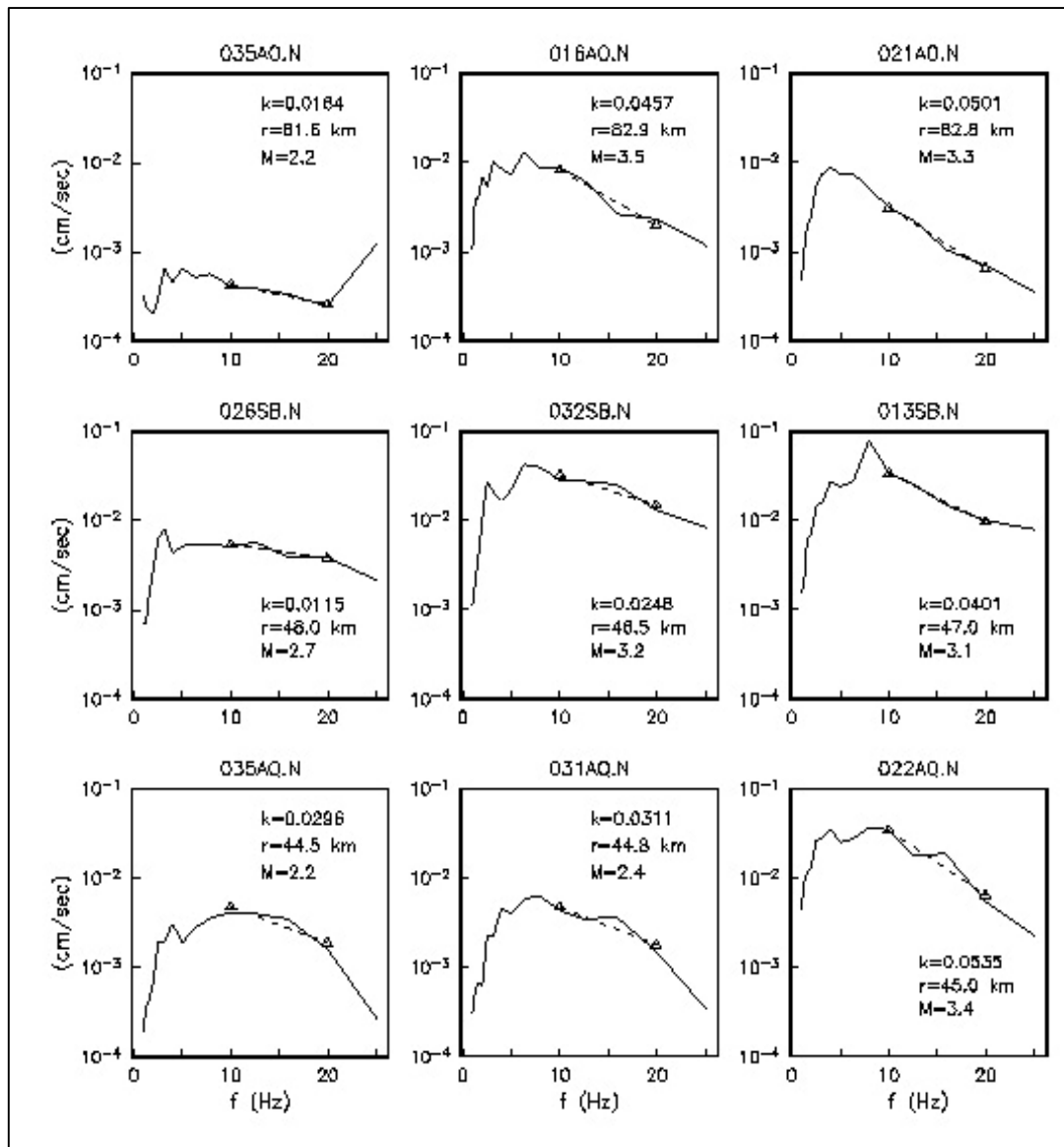


Fig. 4.3 - Variabilità delle stime del  $k$  per lo stesso sito ed, approssimativamente, la stessa distanza. La prima riga in alto mostra gli spettri di accelerazione calcolati utilizzando la componente N di AOI. Si noti che i valori di  $k$  possono variare, per la stessa stazione, di un fattore tre per terremoti differenti. Nella riga centrale vengono riportate le stime relative alla stazione SB1 mentre in quella in basso sono riportate le stime relative a AQ1. Le linee tratteggiate mostrano il least square fit ottenuto fra 10 e 20 Hz ed utilizzato per calcolare i valori di  $k$  (sec).

Le risposte di sito delle stazioni della rete RSM stimate calcolando i rapporti spettrali tra le componenti orizzontali e verticali delle onde S (H/V) non evidenziano amplificazioni significative; infatti, per la maggior parte delle stazioni la risposta di sito appare piatta nella banda di frequenza 1-20 Hz.

Inoltre, la variazione di  $k$  in funzione della distanza è stata utilizzata per determinare l'attenuazione prossima alla superficie. I valori ottenuti evidenziano basse attenuazioni in prossimità dei siti di registrazione ( $0.0148 \leq K_0 \leq 0.0455$  sec).

Quindi è più probabile che la variabilità osservata del fattore  $k$  sia dovuta a variazioni spaziali del  $Q$  nelle vicinanze della sorgente.

### 4.3 Funzione di attenuazione non parametrica nelle Marche

Per calcolare le Funzioni di Attenuazione “Nonparametrica” (NAF) nelle Marche sono state selezionate le tracce relative alle registrazioni di 26 terremoti registrati dalla RSM.

Gli eventi utilizzati avevano magnitudo comprese tra 1.8 e 3.6 e distanze ipocentro-stazione varianti tra 9 e 125 km (Fig. 4.4).

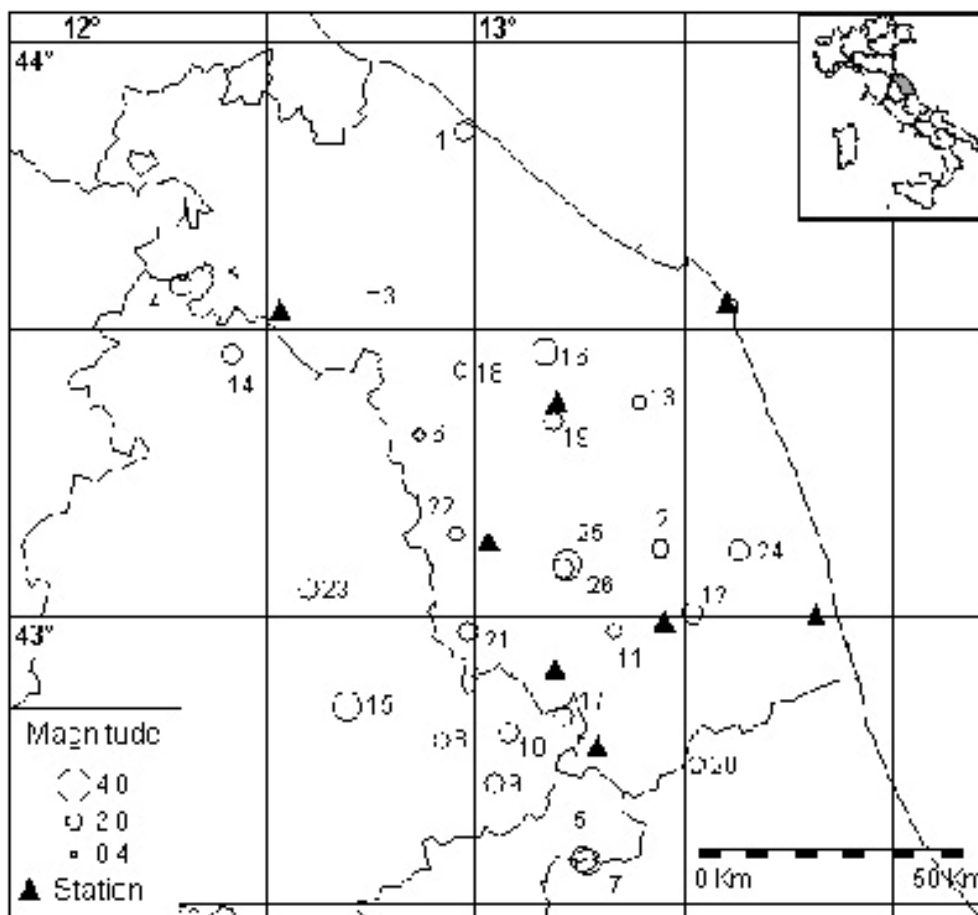


Fig. 4.4 - Distribuzione degli epicentri e delle stazioni sismometriche.

Per studiare le possibili variazioni del fattore di qualità  $Q$  in funzione della direzione di propagazione dell'onda sismica (anisotropia  $Q$ ), sono state fatte stime indipendenti dell'attenuazione delle onde P, SV e SH, utilizzando rispettivamente le componenti polarizzate longitudinalmente, verticalmente e trasversalmente. Per l'intervallo di distanze considerato e nella banda di frequenze analizzata ( $1 < f < 25$  Hz), la dipendenza del  $Q$  dalla frequenza può essere approssimata come  $Q_P = 108.4 f^{0.7}$  per le onde P,  $Q_{SV} = 105.6 f^{0.65}$  per le onde SV e  $Q_{SH} = 86.1 f^{0.7}$  per le onde SH.

La piccola differenza tra i decadimenti spettrali delle onde SH e SV ricade all'interno dell'incertezza statistica delle stime effettuate. Ciò sembrerebbe suggerire che la anisotropia del fattore di qualità è trascurabile.

Tuttavia, è stato osservato che quando le analisi sono effettuate considerando esclusivamente i percorsi più profondi delle onde sismiche, a basse frequenze ( $f < 4$  Hz), i valori di  $Q_{SV}$  sono significativamente maggiori di quelli di  $Q_{SH}$ . Tale osservazione fornisce un'ulteriore evidenza dell'anisotropia sismica nella regione già riportata in uno studio precedente di Margheriti et al. (1996).

La limitata anisotropia del fattore di qualità è probabilmente collegata alla debole deformazione dell'avampaese adriatico.

L'alta attenuazione osservata per le onde P e le onde S può essere spiegata dalla presenza di un doppio strato a bassa velocità (descritto in Ponziani et al., 1995) che potrebbe 'intrappolare' l'energia sismica. Inoltre, i bassi valori di  $Q$  ottenuti per distanze comprese tra 5 e 50 km potrebbero essere dovuti alla presenza di materiale caldo nella crosta profonda sotto gli Appennini, come suggerito da Mele et al. (1997).

Le NAF delle Marche sono state confrontate con quelle di altre regioni italiane (Fig. 4.5) e si è osservato che in questi casi l'attenuazione sembra essere al di sopra della media per frequenze superiori ai 2 Hz. Nella banda di frequenza 1-3 Hz il tasso di decadimento delle ampiezze spettrali in funzione della distanza è del tutto simile a quello calcolato per la regione del Friuli.

Per un approfondimento delle tematiche trattate in questo capitolo ed una presentazione estesa dei risultati ottenuti si rimanda a Castro et al., 1999 a-d.



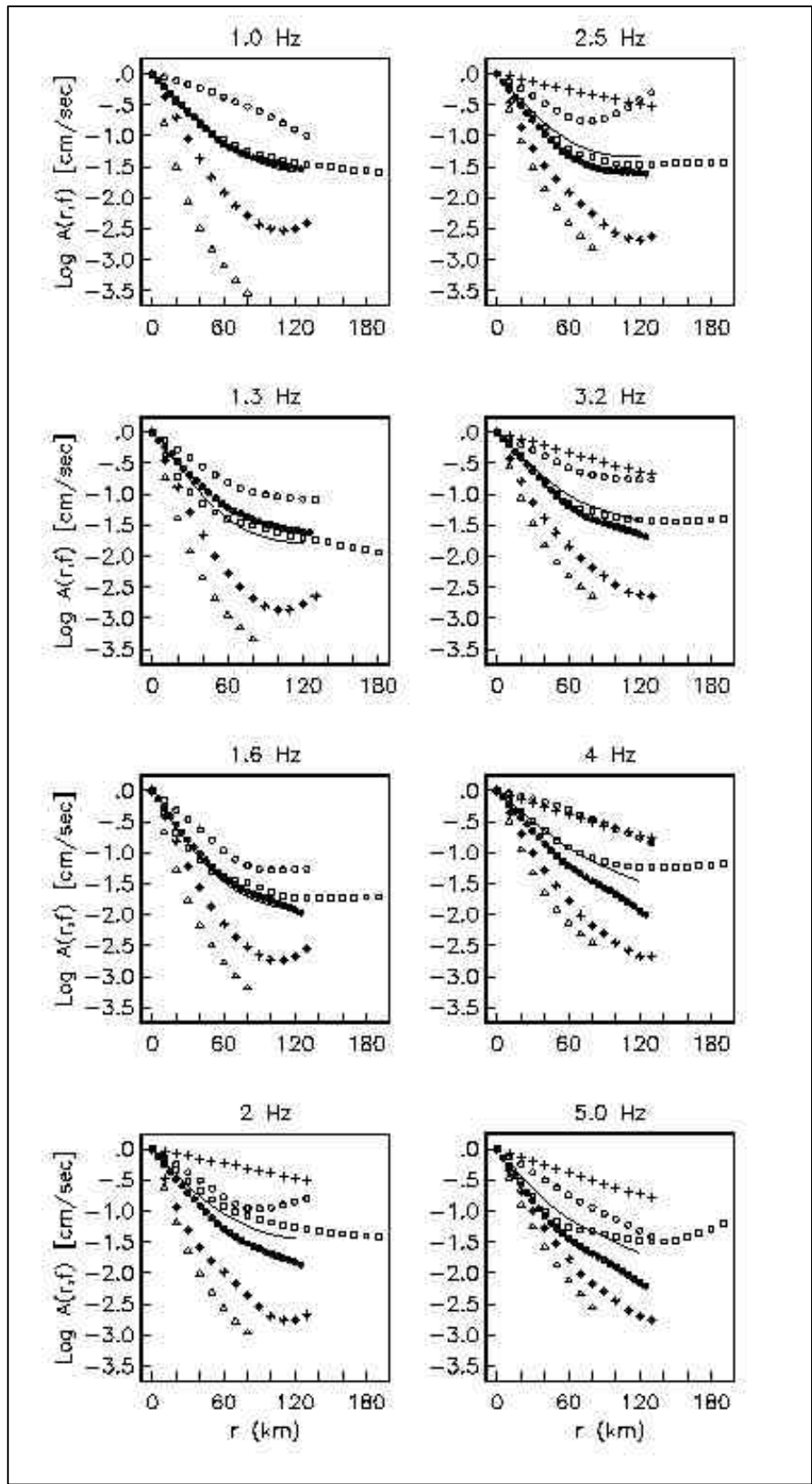


Fig. 4.5a - Funzioni di attenuazione non parametriche (NAF) ottenute per la Lombardia (croci), per Piemonte e Lombardia (asterischi), e Sicilia orientale (cerchi). I quadrati rappresentano le NAF ottenute per il Friuli, i punti neri le funzioni calcolate per le Marche ed i triangoli le NAF ottenute per l'Appennino Centrale. Le linee continue sono i valori medi calcolati utilizzando le NAF delle prime 5 regioni.

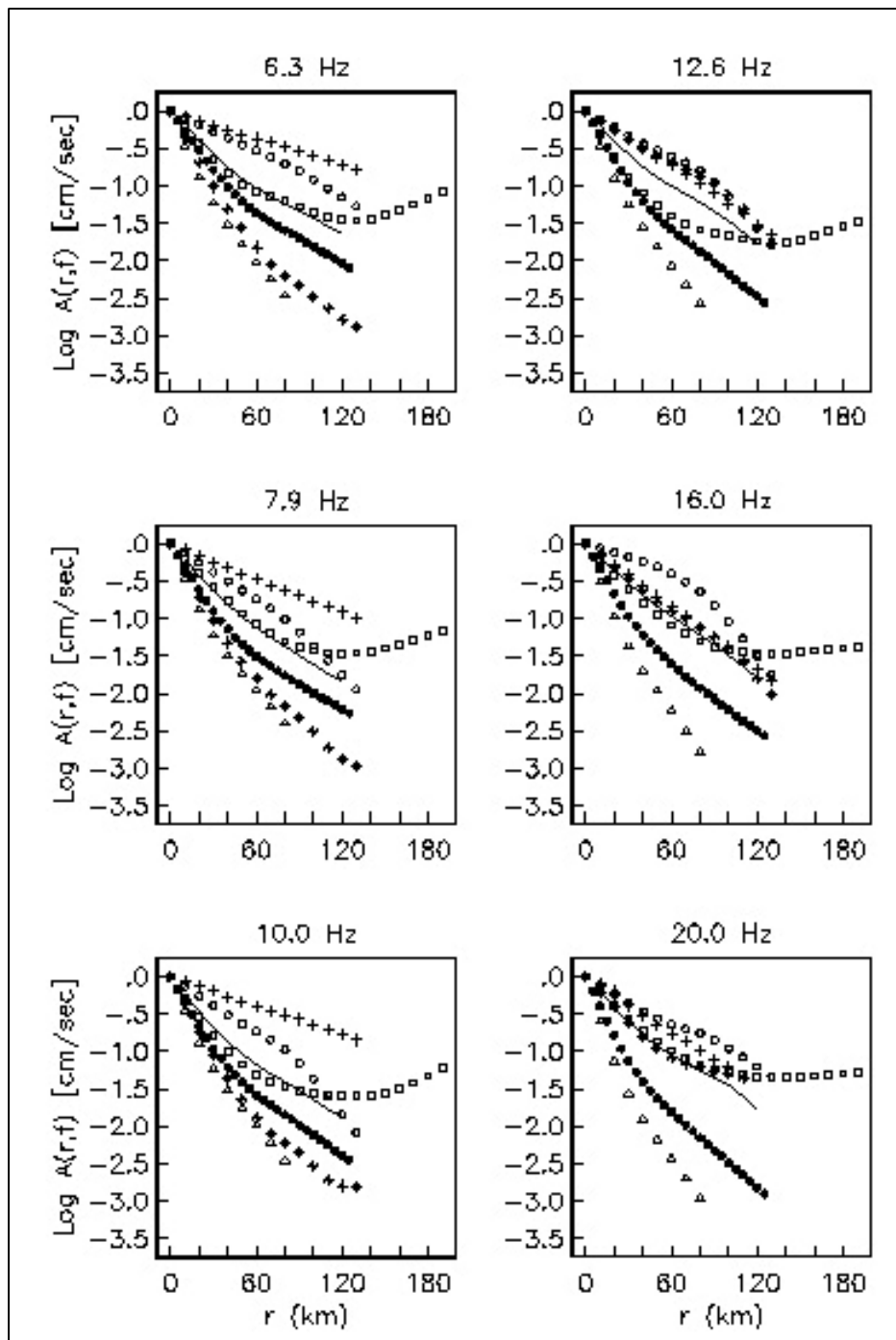


Figura 4.5b  
 - Per la  
 spiegazione  
 vedi figura  
 4.5a.

## 5.0 RIEPILOGO E CONCLUSIONI

In questa relazione sono state illustrate le procedure utilizzate per ottenere un modello 3-D della velocità delle onde P servendosi dei dati della rete temporanea installata dal GNDT-SSN principalmente nella parte meridionale della zona interessata dalle repliche delle scosse principali della sequenza di terremoti in Umbria-Marche. In questo contesto, abbiamo ricavato un modello 1-D fino a 8 km di profondità che è risultato essere stabile ed è stato utilizzato come modello di background per l'inversione 3-D. In modo da verificare criticamente il modello 3-D ottenuto, abbiamo: a) svolto l'inversione con due tecniche di inversione differenti che si avvalevano anche di diversi data sub-set di maglie di nodi di inversione; b) compiuto test con dati sintetici relativi ad un modello a scacchiera con il quale abbiamo avuto modo di verificare il grado di risoluzione del set di dati; c) verificato se gli algoritmi di inversione mappano correttamente i residui di stazione 1-D in anomalie di velocità 3-D; d) svolto un'analisi della polarizzazione delle onde P tramite la quale abbiamo confermato delle predizioni qualitative sulla direzione di polarizzazione che possono essere ottenute indipendentemente dal modello 3-D.

Nella parte meridionale della sequenza di repliche dove la rete temporanea aveva il massimo grado di risoluzione laterale, abbiamo trovato che: 1) il modello di velocità ottenuto presenta un andamento delle anomalie che evidenzia la struttura a *fold and thrusts* con strutture a rampa che vergono verso SO; 2) la grande maggioranza dei terremoti analizzati definisce dei piani immergenti a SO la cui traccia di superficie coincide spesso con quella riportata dalla mappatura di faglie normali in campagna; 3) si osserva una zona di quiescenza delle repliche in corrispondenza della zona di Sellano che imputiamo all'esistenza del piano di rottura dei terremoti del 12 e 14 ottobre, 1997, (rispettivamente  $M_L=5.3$  e  $M_L=5.7$ ); e 4) la sismicità molto superficiale tra Preci e Norcia indicherebbe che le parti profonde di detto segmento di faglia sono rimaste indisturbate dalla sequenza e, presumibilmente, possono rappresentare il sito per un potenziale terremoto che riempirebbe il gap sismico tra la sequenza del 1979 a Norcia e quella del 1997 a Colfiorito.

L'inversione con il data set completo (Reti sismiche GNDT-SSN + ING + Reti Regionali) ha permesso di mettere maggiormente a fuoco la struttura di velocità e di ottenere un quadro migliore per quel che riguarda la distribuzione della sismicità, soprattutto per la parte settentrionale, e si reputa che si debba ora procedere ad un'attenta analisi dei risultati in funzione delle strutture geologiche mappate e/o ipotizzate nella zona.

Inoltre, relativamente alla metodologia da utilizzare per le determinazioni focali, i nostri risultati confermano la necessità di utilizzare modelli di propagazione ben calibrati, soprattutto quando si utilizzino dati provenienti da reti piuttosto sparse. Questo fatto risulta ancora più critico quando le stazioni della rete operino con un meccanismo di trigger autonomo, e quindi non sia disponibile un data set omogeneo di tempi di arrivo. In quest'ultimo caso, i residui sistematici causati dalle anomalie di

propagazione possono perturbare significativamente le localizzazioni, e, in alcuni casi, si è già verificato che la distribuzione apparente della sismicità, in caso di sequenze ad estensione spaziale limitata, è dominata dagli errori di localizzazione più che dall'effettiva distribuzione geografica (cfr. per esempio Cattaneo et al., 1997; Courboux et al., 1998). Anche per la sequenza Umbro-Marchigiana si è avuto tale effetto. A titolo esemplificativo, se avessimo utilizzato il data-set originale dei dati provenienti dalla rete regionale senza alcuna precauzione, ossia utilizzando un modello di localizzazione standard e nessuna correzione, le localizzazioni ottenute avrebbero prodotto sezioni come quelle che abbiamo riportato in Fig. 3.10: risulta evidente che buona parte dei risultati ottenuti sarebbero stati difficilmente qui riconoscibili. Si può quindi affermare che la disponibilità di dati provenienti da una rete permanente di stazioni a tre componenti ed alta dinamica, anche con una geometria non ottimale, rappresenta un importante strumento per lo studio di sequenze sismiche, consentendo di analizzare l'intero sviluppo spazio-temporale della sismicità, e non solo una parte degli aftershocks, come avviene solitamente con le reti temporanee installate ad hoc.

Su un data set differente sono stati analizzati i parametri relativi al decadimento spettrale ed all'attenuazione delle onde S. La piccola differenza tra i decadimenti spettrali delle onde SH e SV evidenziati ricade all'interno dell'incertezza statistica delle stime effettuate. Ciò sembrerebbe suggerire che la anisotropia del fattore di qualità è trascurabile. Tuttavia, è stato osservato che quando le analisi sono effettuate considerando esclusivamente i percorsi più profondi delle onde sismiche, a basse frequenze ( $f < 4\text{Hz}$ ), i valori di  $Q_{SV}$  sono significativamente maggiori di quelli di  $Q_{SH}$ .

Le funzioni di attenuazione non parametriche (NAF) delle Marche sono state confrontate con quelle di altre regioni italiane e si è osservato che in questo caso l'attenuazione sembra essere al di sopra della media per frequenze superiori ai 2 Hz. Nella banda di frequenza 1-3 Hz il tasso di decadimento delle ampiezze spettrali in funzione della distanza è del tutto simile a quello calcolato per la regione del Friuli.

## Bibliografia

- Alvarez, W. (1989): Evolution of the Monte Nerone seamount in the Umbria-Marche Apennines: 2. tectonic control of the seamount-margin transition. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **108**, p. 23-39.
- Alvarez, W., Colacicchi, R., and Montanari, A. (1985): Synsedimentary slides and bedding formation in Apennine pelagic limestones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**, p. 720-734.
- Alvarez, W., and Lowrie, W. (1984): Magnetic stratigraphy applied to synsedimentary slumps, turbidites, and basin analysis: The Scaglia limestone at Furlo (Italy): *Geological Society of America Bulletin*, **95**, p. 324-336.
- Alvarez, W., and Montanari, A. (1988): Geologic framework of the Northern Apennines pelagic carbonate sequence: in I. Premoli Silva, R. Coccioni, and A. Montanari, (Editors), *The Eocene-Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*, IUGS Special Publication, F.lli Anibaldi Publishers, Ancona, p. 13-30.
- Amato A., Alessandrini B., Cimini G.B., Frepoli A., Selvaggi G. (1993): Active and remnant subducted slabs beneath Italy: Evidence from seismic tomography and seismicity. *Ann. Geofis.*, **36**, 201-214.
- Amato, A., Azzara, R., Chiarabba, C., Cimini, G. B., Cocco, M., Di Bona, M., Marcheriti, L., Mazza, S., Lele, F., Selvaggi, G., Basili, A., Boschi, E., Courboux, F., Deschamps, A., Gaffet, S., Bittarelli, G., Chiaraluce, L., Piccinini, D., and Ripepe M. (1998): The 1997 Umbria-Marche, Italy, earthquake sequence: a first look at the main shocks and aftershocks, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2861-2864.
- Aki, K. and B. Chouet (1975): Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322-3342.
- Anderson, J.G. and S. Hough (1984): A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1969-1993.
- Baldanza, A., Colacicchi, R., and Parisi, G. (1982): Controllo tettonico sulla deposizione dei livelli detritici della Scaglia cretaco-terziaria (Umbria orientale): *Rendiconti della Società Geologica Italiana*, **5**, p. 11-14.
- Bally, A.W., Burbi, L., Cooper, C., and Ghelardoni, R. (1986): Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **35**, p. 257-310.
- Bath M. and Duda S.J. (1964): Earthquake volume, plain area, seismic strain, deformation and related quantities. *Ann. Geofis.*, **17**, 353-368.
- Bice, D., and Stewart, K. (1985): Ancient erosional grooves on exhumed bypass margins of carbonate platforms: Examples from the Apennines: *Geology*, **14**, p. 565-568.
- Boccaletti, M., Cerrina-Feroni, A., Martinelli, P., Moratti, G., Plesi, G. and Sani, F. (1991): L'alternanza distensione-compressione nel quadro evolutivo dei bacini neogenici dell'Appennino Settentrionale: *Studi Geologici Camerti*, **1991/1**, p. 187-192.
- Boncio, P. and G. Lavecchia (1999): Regional seismotectonic context of the september-october 1997 Colfiorito earthquakes (central Italy), *Journ. Seismology*, in press.
- Boncio, P., Brozzetti, F., Ponziani, F., Barchi, M., Lavecchia, G., and Pialli, G. (1998): Seismicity and extensional tectonics in the northern Umbria-Marche Apennines: *Memorie della Società Geologica Italiana*, **52**, p. 539-555.

- Boschi, E., Ferrari, G., Gasperini, P., Guidoboni, E., Smriglio, G., and Valensise, G. (1995): Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.c. al 1989, *Pubblicazione dell'Istituto Nazionale di Geofisica*, 973 pp.
- Brozzetti F., Lavecchia G. (1994): Seismicity and related extensional stress field: the case of the Norcia Seismic Zone (Central Italy). *Ann. Tectonicae*, **8**, 36-57.
- Castellarin, A., Colacicchi, R., Praturlon, A., and Cantelli, C. (1982): The Jurassic-Lower Pliocene history of the Anzio-Ancona Line (Central Italy). *Memorie della Società Geologica Italiana*, **24**, p. 325-336.
- Castro R. R., J. G. Anderson and S. K. Singh (1990): Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1081-1100.
- Castro, R. R., G. Monachesi, M. Mucciarelli, L. Trojani and Pacor F. (1999a): P and S-wave attenuation in the region of Marche, Italy, *Tectonophysics*, **302**, 123-132.
- Castro, R. R., G. Monachesi, L. Trojani, M. Mucciarelli and Frapiccini M. (1999b): An attenuation study using earthquakes from the 1997 umbria-marche sequence. *Bull. Seism. Soc. Am.*, (submitted).
- Castro, R. R., M. Mucciarelli, G. Monachesi, F. Pacor and Berardi, R. (1999c): A comparative study of nonparametric attenuation functions from different region of Italy. *Annali di Geofisica*, **42**, n. 4, August 1999, pp. 735-748.
- Castro, R. R., L. Trojani, G. Monachesi, M. Mucciarelli and Cattaneo, M. (1999d): The spectral decay parameter k in the region of umbria-marche, Italy. *Journal of Geophysical Research* (accepted).
- Cattaneo M., Augliera P., Spallarossa D., Eva C. (1997): Reconstruction of seismogenetic structures by multiplet analysis: an example of Western Liguria, Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87/4**, 8369-8379
- Cello G., Mazzoli S., Tondi E., Turco E. (1997): Active tectonics in the Central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy. *Tectonophysics*, **272**, 43-68.
- Centamore, E., Chiocchini, U., Cipriani, N., Deiana, G., and Micarelli, A. (1978): Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene Medio-Superiore nell'Appennino Umbro-Marchigiano e Laziale Abruzzese: risultati degli studi in corso: *Memorie della Società Geologica Italiana*, **18**, p. 135-170.
- Chan, L. S., Montanari, A., and Alvarez, W. (1985): Magnetic Stratigraphy of the Scaglia Rossa: Implications for syndepositional tectonics of the Umbria-Marche Basin: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **91**, p. 219-258.
- Channell, J.E.T, D'Argenio, B., and Horvath, F. (1979): Adria, the African Promontory: Mesozoic Mediterranean Paleogeography, *Earth Sciences Review*, **15**, p. 213-292.
- Colacicchi, R., and Baldanza, A. (1986): Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin (Scaglia Formation, Apennines). Comparison with siliciclastic depositional models: *Sedimentary Geology*, **48**, p. 81-105.
- Colacicchi, R., Passeri, L., and Piali, G. (1970): Nuovi dati sul Giurese umbro-marchigiano ed ipotesi per un inquadramento regionale: *Memorie della Società Geologica Italiana*, p. 839-974.
- Coltorti, M., and Bosellini, (1980): Sedimentazione e tettonica nel Giurassico della dorsale marchigiana: *Studi Geologici Camerti*, **6**, p. 189-216.
- Courboux F., Deschamps A., Cattaneo M., Costi F., Deverchere J., Virieux J., Augliera P., Lanza V., Spallarossa D. (1998): Source study and tectonic implications of the 1995

- Ventimiglia (border of Italy and France) earthquake ( $M_l=4.7$ ). *Tectonophysics*, **290**, 245-257.
- Crescenti, U., Crostella, A., Donzelli, G., and Farffi, G. (1969): Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese (Parte II, litostratigrafia, biostatigrafia, paleogeografia): *Memorie della Società Geologica Italiana*, **8**, p. 343-420.
- D'Argenio, B. (1970): Evoluzione geotettonica comparata tra alcune piattaforme carbonatiche dei Mediterraneo Europeo ed Americano: *Atti Accademia Pontiana*, N.S., **20**, p. 3-34.
- Dercourt, J., Ricou, L.E., and Vrielynck, B. (Editors) (1993): Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. *Gauthier Villars Edit.*, Paris: 307 pp.
- Deschamps, A., Iannaccone, G., and R. Scarpa (1984): The Umbrian earthquake (Italy) of 19 September, 1979, *Annales Geophysicae*, **2**, 1, 29-36.
- Deschamps A., Courboux F., Gaffet S., Lomax A., Virieux J., Amato A., Azzara R., Castello B., Chiarabba C., Cimini G.B., Cocco M., Di Bona M., Margheriti L., Mele F., Selvaggi G., Chiaraluce L., Piccinini D., Ripepe M. (1999): Spatio-temporal distribution of seismic activity during the Umbria-Marche crisis, 1997. *Journ. Seismology*, in press.
- Ekstrom, G., Morelli, A., Boschi, E. and A. Dziewonski (1998): Moment tensor analysis of the central Italy earthquake sequence of September-October 1997, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1971-1974.
- Foxall, W., Michelini, A. and T.V. McEvelly (1993): Earthquake traveltime tomography of the Southern Santa Cruz Mountains: Control of fault rupture by lithological heterogeneity of the San Andreas Fault zone, *J. Geophys. Res.*, **98**, 17691-17710.
- Frepoli, A., Amato A. (1997): Contemporaneous extension and compression in the northern Apennines from earthquake fault-plane solutions. *Geophys. J. Int.*, **129**, 368-388.
- Hartzell, S.H., (1978): Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 1-4.
- Kissling E., Ellsworth W. L., Eberhart-Phillips D., Kradolfer U. (1994): Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, **99**, 19635-19646.
- Lavecchia, G., Brozzetti, F., Barchi, M., Menichetti, M., and J. V. A. Keller (1994): Seismotectonic zoning in east-central Italy from an analysis of the Neogene to present deformations and related stress field, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 665-676.
- Liotta, D., Cernobori, L., and Nicolich, R. (1998): Restricted rifting and its coexistence with compressional structures: results from the CROP3 traverse (Northern Apennines, Italy): *Terra Nova*, **10**, p. 16-20.
- Malinverno, A., and Ryan, W.B.F. (1986): Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere: *Tectonics*, **5**, p. 227-246.
- Margheriti, L., C. Nostro, M. Cocco and A. Amato (1996): Seismic anisotropy beneath the Northern Apennines (Italy) and its tectonic implications. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2721-2724.
- Mariucci M.T., Amato A., Montone P. (1999): Recent tectonic evolution and present stress in the Northern Apennines (Italy). *Tectonics*, **18/1**, 108-118.
- Mele G., A. Rovelli, D. Seber and M. Barazangi (1997): Shear wave attenuation in the lithosphere beneath Italy and surrounding regions: tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, **102**, 11863-11875.

- Michelini, A., and T. V. McEvelly (1991): Seismological studies at Parkfield: I. Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic B-splines parameterization, *Bull Seism. Soc. Am.*, **81**, 524-552.
- Michelini, A., Zivcic, M. and P. Suhadolc (1998): Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters in Slovenia, *Journal of Seismology*, **2**, 257-265.
- Monaco, P., Nocchi, M., and Parisi, G. (1987): Analisi stratigrafica e sedimentologica di alcune sequenze pelagiche dell'Umbria sud-orientale dall'Eocene inferiore all'Oligocene inferiore: *Bollettino della Società geologica Italiana*.
- Montanari, A., Chan, L.S., and Alvarez, W. (1989): Synsedimentary tectonics in the Late Cretaceous-Tertiary pelagic basin of the Northern Apennines, Italy: Control on Carbonate Platform and Basin Development, *SEPM Special Publication*, **44**, p. 379-399.
- Paige, C. C., and Saunders, A. M. (1982): LSQR: an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, *ACM Trans. Math. Software*, **8**, 43-71.
- Parolai S., Trojani L., Monachesi G., Frappiccini M., Cattaneo M., Augliera P. (1999): New considerations on the seismicity distribution in the Marchesan area by means of an analysis of the location accuracy of the RSM network. *Journ. Seismology* (submitted)
- Pialli, G., and Alvarez, W. (1987): Tectonic setting of the Miocene Northern Apennines: The problem of contemporaneous compression and extension: in A. Montanari, G.S. Odin, and R. Coccioni (Editors) *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach, Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, Elsevier Science B.V., **15**, p. 167-186.
- Pino N. A., Mazza S., Boschi E. (1999): Rupture directivity of the major shocks in the 1997 Umbria-Marche (Central Italy) sequence from regional broadband waveforms. *Geophys. Res. Lett.*, **26/14**, 2101-2104.
- Ponziani F. (1994): Digitalizzazione e reinterpretazione di dati di sismica crostale: ipotesi su un modello geodinamico per l'Italia Centrale - Tirreno Settentrionale. *Tesi dottorato V ciclo*, Università Scienze della Terra, Perugia.
- Ponziani F., De Franco R., Minelli G., Biella G., Federico C., Pialli G. (1995): Crustal shortening and duplication of the Moho in the Northern Apennines: a view from seismic refraction data. *Tectonophysics*, **252**, 391-418.
- Poupinet G., Ellsworth W.H., Frechet J. (1984): Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras Fault, California. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5791-5731.
- Reasenberg P., Oppenheimer D. (1985): FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault plane solutions. *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.*, 85-739.
- Scherbaum F. (1996): Of Poles and Zeros - Fundamental of Digital Seismology. Vol. 15 - *Modern Approaches in Geophysics* - Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- Selvaggi G., Amato A. (1992): Subcrustal earthquakes in the Northern Apennines (Italy): evidence for a still active subduction? *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 2127-2130.
- Stucchi, M., Galadini, F., and G. Monachesi (1997): I terremoti del settembre/ottobre 1997 nel contesto della tettonica e della sismicità di lungo periodo dell'area umbromarchigiana, *GNDT-Internal Rept.*, 7 pp.
- Thurber C. H. (1983): Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, Central California, *J. Geophys. Res.*, **88**, 8226-8236.
- Zollo A., Bongiovanni G., Herrero A., Marcucci S., Milana G. (1998): The 1997 Colfiorito earthquake sequence (central Italy): insights on the mainshocks ruptures from near source strong motion records. *XXIII Gen. Ass. EGS*, Nice, 18-24 April 1998.





