



# UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Sede Amministrativa: Università degli Studi di Padova

Dipartimento di Geoscienze

SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA IN: Scienze della Terra

INDIRIZZO: via Giotto, 1

CICLO: XXI

**RETE DI RAVEDIS (PN)**

**ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DI DATI SISMOMETRICI PER  
L'ANALISI DELLA MICROSISMICITÀ LOCALE**

**Direttore della Scuola:** Prof. Gilberto Artioli

**Supervisori:** Prof. Annalisa Zaja, Dott.ssa Laura Peruzza

**Dottorando:** Marco Garbin



# INDICE

<b>Riassunto</b> .....	iv
<b>Abstract</b> .....	vii
<b>Introduzione</b> .....	1
<b>1. Inquadramento dell'area di studio</b> .....	5
<b>1.1</b> Introduzione .....	5
<b>1.2</b> Assetto tettonico .....	6
<b>1.3</b> Sismicità .....	9
<b>1.3.1</b> Sismicità storica.....	10
<b>1.3.2</b> Sismicità strumentale.....	12
<b>1.3.3</b> Sorgenti sismogeniche .....	15
<b>2. La Rete Ravedis</b> .....	19
<b>2.1</b> Introduzione .....	19
<b>2.2</b> Equipaggiamento e funzionamento delle stazioni Ravedis .....	21
<b>2.2.1</b> Problemi di acquisizione .....	23
<b>2.3</b> Breve descrizione del file dati e controlli preliminari .....	26
<b>2.4</b> Archiviazione dei dati.....	28
<b>3. L'identificazione degli eventi sismici</b> .....	29
<b>3.1</b> Introduzione .....	29
<b>3.2</b> Individuazione automatica dei terremoti .....	29
<b>3.2.1</b> Elaborazione automatica.....	30
<b>3.2.2</b> Algoritmo di trigger (STA/LTA).....	30
<b>3.2.3</b> Algoritmo di associazione .....	32
<b>3.2.4</b> Risultati dell'analisi automatica .....	34
<b>3.3</b> Analisi manuale e Picking delle forme d'onda.....	37
<b>3.4</b> Controlli delle letture.....	40
<b>3.4.1</b> Il metodo di Wadati .....	41

3.4.2	Il diagramma di Wadati modificato.....	43
<b>4.</b>	<b>Metodi di localizzazione .....</b>	<b>45</b>
4.1	Introduzione.....	45
4.2	Metodo di Geiger.....	46
4.2.1	Stima degli errori.....	51
4.2.2	Osservazioni .....	56
4.3	Hypoellipse.....	57
4.4	Tecnica di ricerca su griglia.....	60
4.4.1	NonLinLoc.....	61
<b>5.</b>	<b>Strutture di velocità.....</b>	<b>69</b>
5.1	Introduzione.....	69
5.2	Gli Algoritmi Genetici: definizione della struttura di velocità.....	70
5.3	Costruzione dei dataset di osservazioni.....	72
5.3.1	Applicazione del GA sui diversi dataset di osservazioni .....	75
5.3.2	GA: Ridefinizione dello spazio di ricerca e del dataset di eventi.....	78
5.4	Scelta della struttura di velocità e osservazioni.....	81
<b>6.</b>	<b>Localizzazione degli eventi.....</b>	<b>85</b>
6.1	Introduzione.....	85
6.2	Localizzazione con Hypoellipse .....	85
6.3	Localizzazione relativa con HypoDD.....	96
6.4	Localizzazione con il metodo non lineare .....	100
6.5	Sintesi delle localizzazioni .....	103
<b>7.</b>	<b>Magnitudo .....</b>	<b>109</b>
7.1	Introduzione.....	109
7.2	Magnitudo dei terremoti .....	109
7.3	Calcolo della magnitudo per i dati Ravedis.....	113
7.4	Osservazioni .....	120

<b>8. Considerazioni conclusive</b> .....	123
<b>Appendice A</b> .....	127
<b>Appendice B</b> .....	130
<b>Appendice C</b> .....	131
<b>Appendice D</b> .....	132
<b>Appendice E</b> .....	134
<b>Ringraziamenti</b> .....	135
<b>Bibliografia</b> .....	136

## RIASSUNTO

Il seguente lavoro illustra oltre due anni di acquisizione, elaborazione ed analisi di dati sismometrici (febbraio 2006-giugno 2008), principalmente registrati da una microrete di tre stazioni temporanee installate tra il marzo 2005 e il febbraio 2006, in prossimità del tratto terminale della Valcellina, a nord di Pordenone (Friuli Venezia Giulia). Solo recentemente (gennaio 2008) la rete è stata ampliata con l'installazione di una quarta stazione. L'area è compresa nella fascia sismogenica pedemontana, posta al fronte del settore orientale delle Alpi Meridionali. La deformazione in corso tra il lago di Garda e la Slovenia è ben documentata dalla sismicità sia storica che strumentale, oltre che da espressioni superficiali di neotettonica e da recenti misure del campo di velocità con metodologia GPS. Le quattro stazioni che compongono la Rete Ravedis integrano per l'area di studio le informazioni provenienti dalle registrazioni delle due reti sismometriche regionali di Friuli Venezia Giulia e Veneto, attualmente gestite da OGS (Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale) per finalità di ricerca e di protezione civile.

Il motivo contingente che ha indirizzato all'indagine descritta nel presente studio è legato al completamento delle opere di costruzione della diga di Ravedis sul fiume Cellina. In particolare, l'ipotesi che il riempimento dell'invaso possa tradursi in fenomeni di microsismicità indotta apre la strada ad importanti filoni d'indagine circa le relazioni che si instaurano tra sismicità e circolazione dei fluidi in profondità. Il prolungarsi dei lavori per il completamento dell'opera di invaso e il conseguente ritardo nelle operazioni di collaudo hanno però di fatto precluso questo ambito d'indagine, almeno fino al momento attuale. Ciò nondimeno, il lavoro svolto si è rivelato di fondamentale importanza tanto nel delineare il quadro sismico locale nelle condizioni precedenti il completo riempimento del lago, quanto nel consentirmi di maturare le conoscenze e l'esperienza adeguate ad un approccio più efficace verso l'acquisizione e il processing dei dati sismometrici specificatamente orientati al monitoraggio microsismico.

Le elaborazioni descritte nel presente lavoro riguardano principalmente tre ambiti di analisi: l'identificazione degli eventi sismici nel record temporale; la loro localizzazione; e infine una loro classificazione "dimensionale" in termini di magnitudo. Nel primo caso, l'utilizzo di tecniche di riconoscimento automatico del segnale (algoritmi di trigger e di associazione) è stato abbinato ad una successiva analisi e lettura manuale delle fasi e dei tempi di arrivo. In questo modo risultano certificati tanto la selezione delle finestre di segnale riferibili a terremoti d'interesse quanto la precisione nelle letture dei tempi di arrivo.

In merito al problema della localizzazione, sono state in un primo tempo esplorate tecniche di inversione della struttura di velocità mediante Algoritmi Genetici; successivamente l'utilizzo dei programmi di localizzazione assoluta (Hypoellipse) e relativa (hypoDD), con approcci sia lineari che non lineari (NonLinLoc), ha spostato l'attenzione sull'indeterminatezza del problema di localizzazione e sulla rappresentatività degli errori statistici associati alle soluzioni trovate dai metodi lineari.

Infine, le simulazioni con sismometro Wood-Anderson dei segnali registrati e l'adozione di una legge di attenuazione considerata valida per l'area, hanno permesso di stimare la magnitudo locale degli eventi. Il suo confronto con la magnitudo da durata ricavata per via empirica dalla lettura delle code, evidenzia come l'utilizzo di quest'ultima comporti una sovrastima della "dimensione" degli eventi sismici per magnitudo inferiori a  $\sim 2$ . La magnitudo di completezza stimata per l'area compresa entro i primi 30 km dall'invaso si attesta su valori di circa 0.9; mentre per l'area più prossima al lago è ragionevole attendersi che la soglia si abbassi a valori ancora inferiori ( $\sim 0.36$ ).

In oltre due anni di attività, la Rete Ravedis ha registrato circa 500 eventi ad una distanza compresa nei primi  $\sim 80$  km dalle stazioni. Di questi, oltre 350 sono avvenuti in un intorno di 30 km dal baricentro dell'area investigata. Solo poco più di 200 eventi sono stati localizzati con una qualità che riteniamo adeguata, e ciò nonostante quintuplicano il dataset disponibile nei dati localizzati dal bollettino OGS per il medesimo periodo e la stessa area. La zona investigata conferma complessivamente quanto osservato nei trenta anni precedenti, con la sismicità di grado più elevato allineata lungo la direttrice Belluno-Claut-Forni. Al margine con la pianura gli eventi diminuiscono sia per numero che per intensità. Per l'area più prossima all'invaso in

particolare, l'attuale situazione caratterizzata da un'attività sismica trascurabile, agevola sensibilmente il riconoscimento di eventuali influenze, anche deboli, che potrebbero derivare dall'aumento delle sollecitazioni in superficie in corrispondenza alle prossime fasi di collaudo del lago e al suo completo riempimento. In tal senso si auspica che le acquisizioni continuino almeno fino alla definitiva entrata a regime dell'attività legata all'invaso.

L'archivio di forme d'onda acquisite e letture di fasi associate costituiscono inoltre una base importante di dati anche nell'ottica di una eventuale sperimentazione circa le capacità dei metodi di picking automatico nel restituire letture corrette per situazioni di eventi deboli, registrati da sensori in superficie, come nel caso della situazione considerata.

Le prospettive di ricerca aperte da questo studio sono molteplici e riguardano principalmente il confronto con altri metodi di elaborazione dei dati, la modellazione della capacità di detezione dell'attuale rete di stazioni, in rapporto a configurazioni geometriche ipotetiche, e analisi su fenomeni di direttività della propagazione ed effetti di sito, ipotizzati per dar conto di amplificazioni del segnale ad una stazione.

## **ABSTRACT**

The present work concerns seismic data acquisition and elaboration of a more than two-year-long period (February 2006 - June 2008). These data have been registered by a micro seismic network of three stations, installed between March 2005 and February 2006 close the outlet of Cellina River into the Friulian plain, north of Pordenone (Friuli Venezia Giulia). This network has been recently improved by the installation of a fourth station in January 2008. The study area belongs to piedmont seismogenic strip, corresponding to the tectonic front of Southern Alps. The current deformation between Garda Lake and Slovenia is well supported by seismic activity, both historical and instrumental, besides neo-tectonic activity superficial marks and recent GPS measures of velocity field. The 4 stations of Ravedis Network improve for the study area the seismic information coming from the regional seismometric networks of Friuli Venezia Giulia and Veneto, managed by OGS (Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale) for research and civil protection purposes.

The accidental reason for this study is the completion of Ravedis Dam on Cellina River. Particularly, the hypothesis of reservoir-induced seismicity, possibly caused by the lake impoundment, would drive to investigation of relations linking seismicity and underground fluid circulation. Unfortunately, the dam completion delay together with the subsequent delay of testing phases has till now seriously compromised this analysis. Nevertheless, the work done has been fundamental both in the definition of pre-impoundment seismic condition of the study area and in training for acquisition and analysis techniques, in particular for microseismic purpose monitoring.

The analyses carried on during my recent activity concern three main fields: seismic event identification, earthquake location and magnitude computation.

The first step couples automatic algorithms (trigger and coincidence algorithms) for signal detection with the following manual analysis of waveforms and phase picking. In such a way the time window selection and the precision of arrival times are certified.

With regard to location problem, a first step has been dedicated to inversion of the velocity structures by a Genetic Algorithm; after that, the use of different location programs to perform earthquake location (single event and relative location, linear and non-linear techniques) highlighted the indeterminateness of the location problem

(particularly evident with few observations) and the representativeness of statistic error associated with linear methods solutions.

In the last step, Wood-Anderson seismometer simulations of registered signals together with the choice of an attenuation law for the region have allowed to calculate Local Magnitude for identified events. The comparison of duration magnitude estimated from coda phases shows how this second magnitude scale overestimates the size of the earthquakes for magnitude value less than 2. The completeness magnitude assessed for the region in 30 km distance from Ravedis Lake is around 0.9; for the region closer to the lake, we do expect values as low as  $\sim 0.36$ .

During more than two years, Ravedis Network has registered about 500 events in a distance lower than  $\sim 80$  km from the stations. More than 350 earthquakes happened in a distance range lower than 30 km from the barycentre of study area. About 200 events have been localized accordingly with a quality that we believe adequate; nevertheless, these earthquakes increase five times the number of seismic events localized by OGS bulletin, in the same period and the same area. This study confirms on the whole the observations of the previous thirty years, with the highest level seismicity along the stripe in the strike Belluno-Claut-Forni. On the edge of the plain, the earthquakes diminish both in number and intensity. Particularly for the area close to Ravedis Lake, the negligible seismic activity makes easier the recognition of weak effects too: they should come from increasing stress conditions, during the next testing steps of the dam, and/or when the lake will be completely impounded. Hopefully, the acquisition campaign will last at least until the lake reaches its full capacity.

The waveform archive and the phase readings form an important database for testing automatic picking algorithms, and their capabilities in a proper phase and arrival times identification. This study opens several research perspectives, regarding the comparison of different data processing techniques, the theoretical modelling of detection capability of a seismic network, and the analyses on directivity effects of wave propagation and site response, like the one here hypothesized to explain signal amplification at one station.

# INTRODUZIONE

L'attività sismica è la conseguenza di fenomeni di rottura che avvengono nell'ambito dei settori litosferici definiti come "schizosfera", dove le condizioni ambientali sono tali da consentire ai materiali sottoposti a stress comportamenti fragili. Questi fenomeni sono la manifestazione superficiale dei processi deformativi di natura endogena che coinvolgono il pianeta Terra nella sua totalità e che trovano la loro origine prima nel calore interno del pianeta. Lo stato di stress naturale cui è sottoposto un sistema crostale è dunque determinato da sollecitazioni tettoniche. Tuttavia è da tempo noto come certe attività antropiche contribuiscano localmente ad influenzare le condizioni naturali di stress; in particolare attività legate a scavi in miniera, iniezioni od estrazioni di fluidi nel sottosuolo e riempimento di laghi artificiali. A questi casi si aggiunge l'ipotesi, davvero curiosa, di sismicità indotta nel bacino di Taipei, dal carico di un singolo edificio, in seguito alla costruzione del Taipei-101. Con un'altezza di 508 m e uno sforzo verticale stimato di circa 0.5 MPa, la megastruttura sembra responsabile dell'aumento della sismicità nell'area, con l'attivazione di una sottostante faglia cieca normale (Lin, 2005). L'invaso di un lago artificiale induce delle sollecitazioni sul sottosuolo, attribuibili a meccanismi elastico-diffusivi, noti come effetti poroelastici, sulla cui base è stata fornita una spiegazione dei molti casi di RIS (Reservoir Induced Seismicity) studiati al mondo (Gupta, 1992; Simpson *et al.*, 1988; Talwani, 1997). Il riempimento di un lago artificiale altera lo stato di stress locale e influisce sulla resistenza alla rottura dei materiali sia dal punto di vista meccanico, attraverso la variazione del carico e della pressione neutra, che chimico, con fenomeni di soluzione ed idrolisi. L'entità e la distribuzione della perturbazione indotta è il risultato di fattori relativi sia alle condizioni strutturali-litologiche del sistema crostale che alle dimensioni del lago (profondità ed estensione). È di fondamentale importanza infine considerare che la possibilità di una qualunque perturbazione del tensore di stress di tradursi nel raggiungimento delle condizioni a rottura e il conseguente innesco di eventi sismici indotti, è in ogni caso limitata dalle condizioni iniziali (naturali) di stress.

Il motivo occasionale che ha orientato l'indagine descritta nel presente studio è stata la

realizzazione della diga di Ravedis. Il lago artificiale di Ravedis sorge in Friuli-Venezia Giulia, nel tratto della Valcellina che si allunga in senso E-W prima di piegare a sud per l'ingresso nell'alta pianura. La diga, opera a gravità in calcestruzzo, è stata realizzata nei pressi dell'abitato di Montereale, con lo scopo principale di laminazione delle piene; in secondo luogo con funzione irrigua ed idroelettrica. Una volta a regime, con un'altezza diga di 68 m, il lago raggiungerà la quota di circa 338 m s.l.m. e racchiuderà un volume d'acqua pari a circa 23.6 milioni di metri cubi (<http://www.registroitalianodighe.it/>). L'area è situata nell'ambito di una regione monitorata da oltre un trentennio dalla rete sismometrica regionale che non evidenzia un'attività sismica di fondo rilevante, ma è stata storicamente interessata da terremoti moderati. Il preannunciato collaudo dell'opera (<http://messaggeroveneto.repubblica.it/>) pertanto, è parso una ghiotta occasione per l'installazione di una micro-rete di stazioni sismometriche temporanee nel tentativo di riconoscere eventuali effetti, anche deboli, del nuovo invaso sulla sismicità locale. Purtroppo, la speranza di poter investigare la sismicità dell'area nella fase di riempimento dell'invaso è stata però disattesa, dal momento che solo di recente (inizio 2008) hanno preso il via le operazioni di collaudo dell'impianto.

Questo studio ha quindi lo scopo di approfondire le conoscenze sulla sismicità dell'area d'invaso, sulla base dei nuovi dati strumentali acquisiti dalla micro-rete. Le quattro stazioni della Rete Ravedis sono state installate a partire dal marzo 2005 e contribuiscono ad arricchire le informazioni sismometriche relative all'area, sistematicamente acquisite dall'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS) tramite il suo dipartimento Centro di Ricerche Sismologiche. Trattandosi di segnale acquisito in continuo, molto lavoro è stato speso per codificare i metodi e le routine di trattamento del dato grezzo acquisito e per la successiva elaborazione delle osservazioni nell'ambito di alcuni programmi di localizzazione tradizionalmente utilizzati.

Nel primo capitolo presenterò un inquadramento tettonico-sismologico dell'area di studio; il secondo descrive nel dettaglio la struttura della Rete Ravedis. L'elaborazione dei dati sismometrici effettuata in questo studio riguarda principalmente l'individuazione dei terremoti, la loro localizzazione e la stima della magnitudo.

Il capitolo III tratta l'identificazione degli eventi sismici. I capitoli IV, V e VI illustreranno invece il campo di analisi relativo al problema della localizzazione dei

terremoti. In particolare, il capitolo IV si occuperà di descrivere i due metodi di localizzazione utilizzati. Il capitolo V tratterà la definizione della struttura di velocità. Le informazioni indirette contenute nei tempi di percorrenza dei raggi per gli eventi osservati durante la presente campagna sono state integrate con i risultati diretti di indagini geofisiche, effettuate nel passato e recuperati dalla letteratura. Il capitolo VI esaurisce il tema delle localizzazioni, mostrando i risultati, in termini di terremoti localizzati, di oltre due anni di acquisizione della Rete Ravedis. Il capitolo VII sarà infine dedicato alla magnitudo degli eventi registrati che, quale parametro di classificazione relativo alla “dimensione” di un terremoto, rappresenta storicamente per il sismologo il secondo obiettivo dopo la localizzazione di un evento, con importanti ricadute sia per fini scientifici che di protezione civile. Nel capitolo conclusivo si evidenzia come il monitoraggio microsismico abbia in solo due anni estremamente aumentato il numero di osservazioni disponibili. Confermando quanto osservato nei trenta anni precedenti, la zona investigata presenta un’attività sismica abbastanza modesta ed evidenzia una distribuzione degli eventi sismici più intensi concentrata lungo la direttrice Belluno – Claut – Forni. Questi risultati possono essere un’importante integrazione agli studi sulla sismogenesi locale, e rappresentano sicuramente un *benchmark* per l’attività sismica dopo il riempimento dell’invaso.



# CAPITOLO I

## INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO

### 1.1 Introduzione

L'area investigata in questo studio è all'incirca limitata tra 12° e 13° di longitudine est e 45.9° e 46.5° di latitudine nord, tra le province di Belluno, Pordenone e Udine. Dal punto di vista morfometrico il territorio può essere distinto in due settori giustapposti lungo una linea con direzione SO-NE. Il settore di Sud-Est, di estensione più limitata, è rappresentato prevalentemente dall'alta pianura di Pordenone. Il settore a Nord corrisponde approssimativamente all'area delle Prealpi Carniche, con l'esclusione del settore più orientale. A grandi linee l'area di studio risulta pertanto racchiusa dai corsi del Piave ad Est e del Tagliamento a Nord e ad Ovest. A sud corrisponde alle ampie conoidi alluvionali dei torrenti Cellina-Meduna (Fig. 1.1).



Fig. 1.1 Inquadramento geografico dell'area di studio nell'Italia Nord-Orientale.

Il torrente Cellina origina l'invaso di Ravedis nel tratto terminale del suo attraversamento della zona montuosa, prima di disperdere le acque nel materasso alluvionale dell'alta pianura, in prossimità del paese di Montereale Valcellina. L'area del bacino si dispone in direzione circa E-O, mentre subito a monte la valle piega a N-NO e prosegue con l'aspetto tipico di una forra per circa 4 km. La direzione della valle ritorna quindi E-O, grossomodo nel tratto compreso tra i centri abitati di Andreis e Barcis. In prossimità di quest'ultima località sorge l'omonimo lago artificiale risalente al 1955. La valle torna dunque a disporsi lungo la direzione NO per aprirsi infine, dopo una decina di chilometri, nel pianoro tra Cimolais a NO e Claut ad E, verso cui si dirige il torrente Cellina.

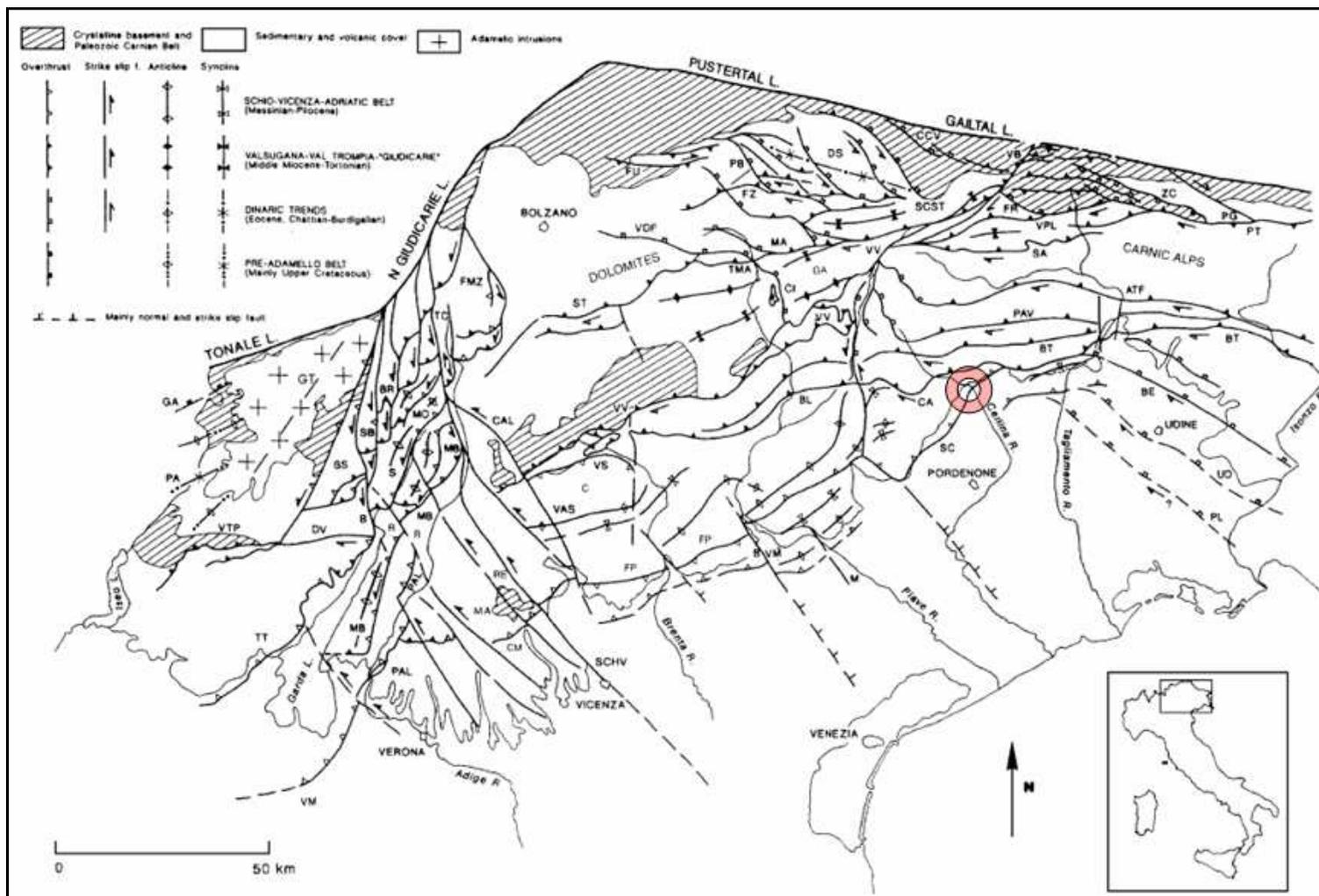
## **1.2 Assetto tettonico**

Dal punto di vista tettonico la regione si colloca al fronte della catena sud-vergente delle Alpi Meridionali, il cui sviluppo iniziò nelle fasi tardive della costruzione dell'edificio alpino, innalzatosi in seguito all'evento collisionale tra la placca Euro-Asiatica e la microplacca Adriatica. Le faglie individuate o solo ipotizzate per l'area, sono il risultato di una lunga storia deformativa polifasica. Le strutture deformative compressive cenozoiche sono in parte di neoformazione ed in parte ereditate da strutture risalenti a regimi deformativi estensionali precedenti. Il Mesozoico, con l'apertura della Tetide, fu infatti caratterizzato dalla frammentazione dell'area corrispondente all'Italia Settentrionale in alti strutturali (piattaforme) e bacini profondi allungati in direzione meridiana e individuati da dislocazioni occorse lungo faglie normali. Anche il magmatismo tardo-paleozoico e mesozoico contribuì all'evoluzione successiva, modificando la rigidità delle porzioni superficiali di crosta interessata, con la conseguente formazione di zone a bassa deformazione (Castellarin, 1982, 2004).

La convergenza tra la placca Europea e la placca Adriatica, strutturalmente continua con la placca Africana, ebbe inizio alla fine del Cretaceo inferiore (circa 115 Ma). Le tappe evolutive del processo deformativo che ha portato alla formazione delle Alpi possono essere rappresentate da tre fasi principali. Una prima fase pre-collisionale (eo-alpina) di chiusura della Tetide, con subduzione della litosfera oceanica sotto la placca africana; una seconda fase (meso-alpina) corrispondente all'evento collisionale tra le due placche

di litosfera continentale, caratterizzata dall'accumulo di importanti depositi di flysch e da un'attività magmatica di tipo acido dovuta alla risalita delle isoterme e al verificarsi di locali condizioni distensive (magmatismo periadriatico); infine una terza fase (neoalpina) post-collisionale con la formazione delle strutture compressive più giovani ed esterne che caratterizzano le Alpi Meridionali (Castellarin, 2004; Castellarin e Cantelli, 2000 - Fig. 1.2).

La catena sud-vergente delle Alpi Meridionali, considerata in continuità strutturale con la microplacca Adriatica, è in contatto con le falde dell'edificio alpino nord-vergente lungo il Lineamento Insubrico che definisce pertanto la zona di sutura tra le placche collise. I principali sistemi strutturali di natura compressiva che riguardano il settore orientale delle Alpi Meridionali non sono imputabili alla sola fase neoalpina, ma anche alla precedente fase mesoalpina. Dal Paleogene al Quaternario sono tre, in particolare, gli eventi compressivi che hanno coinvolto il settore orientale delle Alpi Meridionali (Burrato *et al.*, 2008; Castellarin e Cantelli, 2000). Il più antico è il sistema dinarico che include in realtà due sistemi con orientazione simile ma età differente. È definito da una serie di sovrascorrimenti con direzione NW-SE e vergenza SW, che interessano in modo particolare le Alpi Giulie e il Friuli. La prima fase deformativa si colloca tra gli eventi mesoalpini, più precisamente nell'Eocene, ed è caratterizzata da un sistema di avanfossa che migra verso SW. La seconda segue una breve fase distensiva di età oligocenica, documentata dalle locali intrusioni tonalitiche occorse lungo il Lineamento Periadriatico, e risale all'intervallo temporale Oligocene superiore-Miocene inferiore (Chattiano – Burdigaliano, fase neoalpina). Rispetto alla fase dinarica antica, indica una rotazione antioraria dell'asse di massimo sforzo compressivo, pari a circa 30°. Oltre alla riattivazione dei sovrascorrimenti della fase precedente, si sviluppano nuove strutture e il fronte del sistema avanza in direzione SW. Il successivo evento deformativo (di età Serravalliano – Tortonian) rappresenta un quadro tettonico-strutturale di catena-avanfossa ed è caratterizzato da un'intensa attività deformativa, con sovrascorrimenti in direzione ENE-WSW e vergenza SSE. L'intensità di questa fase è documentata dalla risalita di circa 4 km del tetto del sovrascorrimento della Valsugana tra 12 e 8 Ma B.P. (~1 cm per anno), stimata sulla base di dati stratigrafico-strutturali e studi sulle tracce di fissione.



**Fig. 1.2** Interpretazione strutturale del settore orientale delle Alpi Meridionali (da Castellarin e Cantelli, 2000). La sutura collisionale identificata dal Lineamento insubrico prosegue da ovest verso est con la Linea del Tonale, la linea delle Giudicarie, la linea della Pusteria e la linea di Gail. Il centro dell'anello in colore corrisponde circa all'invaso di Ravedis.

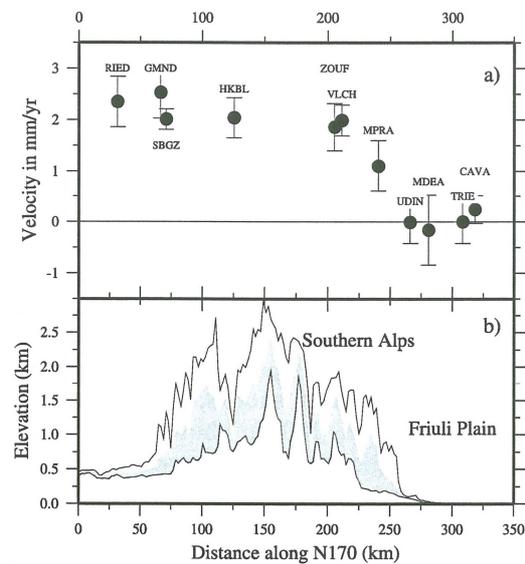
L'ultimo evento deformativo infine (di età Messiniano – Pliocene, fase tardo neoalpina), testimonia un'ulteriore rotazione antioraria dell'asse di massima compressione; produce la riattivazione delle strutture precedenti e la comparsa di nuove strutture che deformano e in parte sovrascorrono le spesse successioni sintettoniche oligo-neogeniche al fronte della catena. Il complicato assetto strutturale determina locali variazioni rispetto alla rotazione in senso antiorario dell'asse di massimo sforzo compressivo registrata alla scala regionale. In particolare si distinguono settori in cui la deformazione è riconducibile ad una più duratura permanenza dello sforzo massimo in direzione meridiana ed altri che mostrano invece una variabilità tra le direzioni N-S e NW-SE (Bressan *et al.*, 2003; Società Geologica Italiana, 2002).

La più recente attività deformativa è spesso collegata a sistemi di faglie cieche, identificabili in superficie solo attraverso un'attenta analisi geomorfologica. Gli indizi superficiali di attività neotettonica riguardano principalmente la presenza di scarpate e rilievi al bordo della catena, e modifiche della rete idrografica, talvolta riconoscibili (Galadini *et al.*, 2005). Le strutture individuate in superficie possono essere parzialmente ricostruite in profondità con l'interpretazione dei risultati messi a disposizione dall'utilizzo dei metodi di indagine geofisica. Queste informazioni, integrate da analisi del campo di velocità superficiale e da studi sulla sismicità storica e strumentale, contribuiscono a gettare un po' di luce sulle relazioni che intercorrono tra sforzi, deformazione e strutture, nel complicato sistema fisico delle Alpi Meridionali.

### **1.3 Sismicità**

L'attività deformativa in atto nell'Italia Nord-Orientale è testimoniata da una significativa attività sismica, da tempo documentata. I cataloghi storici, considerati completi a partire da magnitudo attorno a  $M \sim 6$  per gli ultimi ~700 anni (Burrato *et al.*, 2008), riportano numerosi eventi di rilievo nell'area pedemontana tra il Lago di Garda e la Slovenia (CPTI04). L'attività sismica recente, documentata in modo più completo e preciso dalle registrazioni strumentali che seguirono gli eventi sismici del Friuli del 1976 (<http://www.crs.inogs.it/bollettino/RSFVG/>), testimonia inequivocabilmente lo stato di deformazione in atto al fronte della catena alpina. L'entità e la distribuzione in superficie di questa deformazione sono documentate anche da studi del campo di

velocità mediante l'utilizzo di stazioni GPS (D'Agostino *et al.*, 2005; Grenerczy *et al.*, 2005). D'Agostino *et al.*, ad esempio, hanno evidenziato variazioni laterali nel campo di velocità per il settore orientale delle Alpi; le velocità orizzontali riferite alla stazione TRIE (Trieste) di stazioni GPS situate nella porzione Nord della catena alpina sono tra loro simili, mentre una riduzione della velocità si verifica per le stazioni poste al fronte meridionale della catena. Questi risultati evidenziano un raccorciamento crostale di  $\sim 2$  mm/a lungo la direzione N170, interamente assorbito in corrispondenza della fascia pedemontana (Fig. 1.3); parte di questa deformazione viene accomodata dall'attività sismica di fondo; parte contribuisce invece ad aumentare l'energia elastica delle porzioni più rigide dei materiali con la possibilità che l'energia accumulata raggiunga localmente valori tali da scatenare in futuro episodi simili agli eventi del 1976.

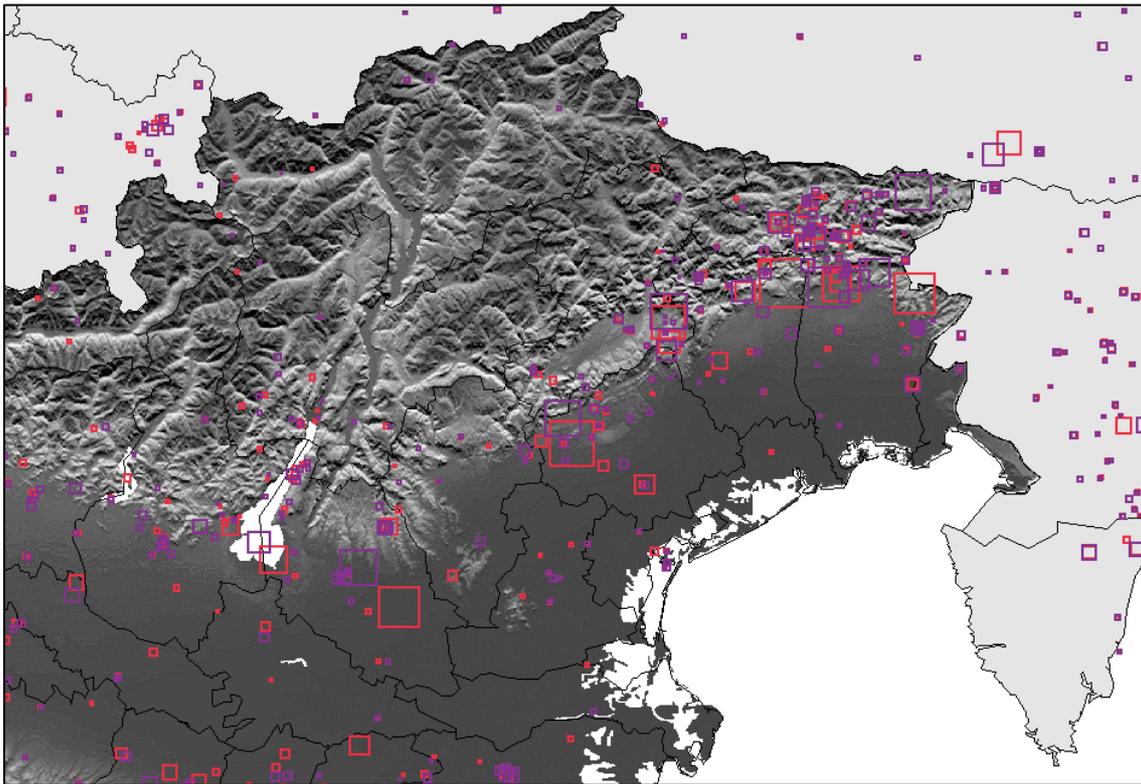


**Fig. 1.3** Deformazione attraverso le Alpi Nord-Orientali. (a) Velocità orizzontali con barre di errore di  $1\sigma$  proiettate nella direzione N170; (b) profilo topografico massimo, medio e minimo della striscia ampia 20 km contenente le stazioni GPS (da D'Agostino *et al.*, 2005).

### 1.3.1 Sismicità storica

Lo studio della sismicità storica è finalizzato alla corretta parametrizzazione dei terremoti avvenuti in epoca storica e alla loro associazione con strutture geologiche note o ipotizzate. Diversi forti terremoti colpirono in passato la fascia pedemontana tra Veneto e Friuli-Venezia-Giulia, in cui è inclusa l'area di studio (Fig. 1.4). L'evento più

intenso nel settore occidentale fu il terremoto di Asolo del 1695 ( $M_w=6.6$ ), che colpì l'area al bordo della catena, raggiungendo intensità macrosimiche fra i gradi VIII e X della scala MCS tra Bassano e Valdobbiadene (i piani quotati relativi a questo e agli eventi in seguito citati sono rappresentati in Appendice A; queste rappresentazioni sono estratte dal database macrosismico italiano, DBMI04). Il terremoto di Asolo è stato associato al sovrascorrimento di Bassano-Cornuda (Galadini *et al.*, 2005). Spostandosi in direzione est, il successivo forte evento sismico fu il terremoto di Belluno del 1873 ( $M_w=6.3$ ), associato al sovrascorrimento di Polcenigo-Montereale. I danni furono concentrati nella regione dell'Alpago, ma si raggiunsero valori di intensità tra i gradi VIII e IX anche oltre l'altipiano del Cansiglio, ad est di Vittorio Veneto. È bene sottolineare che la rappresentazione mediante piano quotato illustra gli effetti causati da un terremoto, ma non è assolutamente significativa laddove manchino gli "osservatori", si tratti di popolazione in grado di riportare il grado di percettibilità della scossa, o edifici che registrino danni legati a deformazioni permanenti. La questione risulta particolarmente delicata per gli eventi avvenuti in passato, nella misura in cui a questa condizione limitante si associa una diversa sensibilità nella valutazione degli eventi catastrofici e una differente distribuzione relativa ed assoluta della popolazione sul territorio. Nel 1936 un altro violento terremoto colpì l'area tra l'Alpago e il Cansiglio ( $M_w=5.9$ ) Di questo evento sono disponibili anche registrazioni strumentali. In accordo con la localizzazione, stimata pochi chilometri a sud rispetto all'evento di Belluno del 1873, il sisma presenta una distribuzione areale del danno più ampia nell'area prospiciente la pianura; il terremoto di Belluno investì invece prevalentemente la regione dell'Alpago. Tuttavia, le intensità macrosimiche non raggiungono i valori dell'evento del 1873 e anche i punti mappati sul piano quotato caratterizzati dal IX grado sono molto meno rappresentati. Ancora più a est, ricordiamo il terremoto di Sequals ( $M_w=5.7$ ) del 1812, a cui si attribuiscono intensità macrosimiche che raggiunsero valori del VII-VIII grado nell'area tra gli abitati di Maniago e Sequals. Nel 1776 infine, si verificò l'evento di Tramonti ( $M_w=5.8$ ), associato al sovrascorrimento di Maniago. I danni si attestarono tra l'VIII e il IX grado nei paesi di Tramonti e Andreis.



**Fig. 1.4** Rappresentazione del contenuto dei cataloghi parametrici denominati NT4.1 (in viola) e CPTI (rosso); la dimensione del simbolo è proporzionale alla magnitudo (<http://emidius.mi.ingv.it/>).

### 1.3.2 Sismicità strumentale

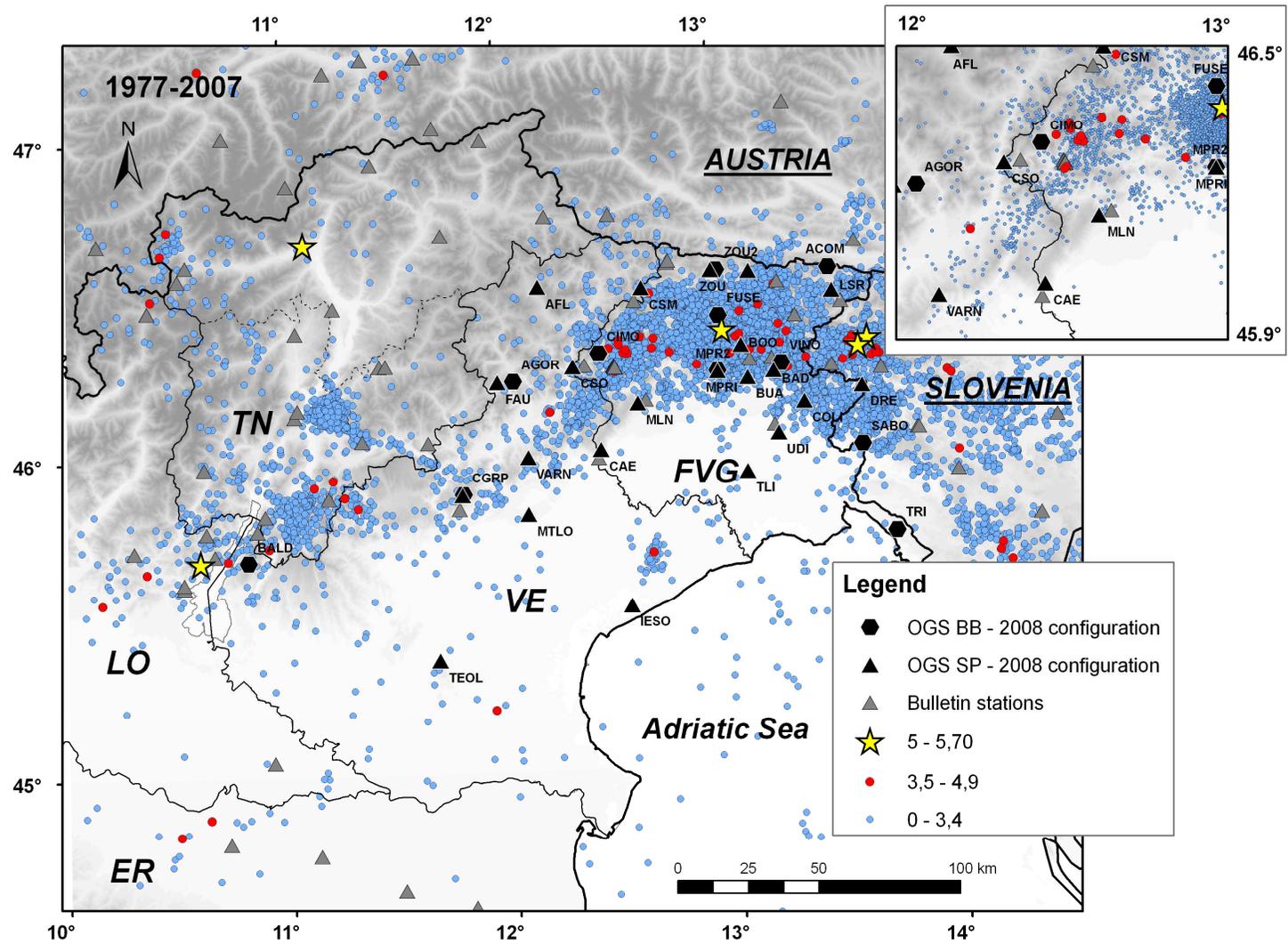
Gli eventi strumentali di maggior rilievo per l'area pedemontana tra Friuli-Venezia Giulia e Veneto appartengono alla sequenza del 1976. Il terremoto di Gemona del 6 maggio in particolare ( $M_w=6.4$ ) causò danni estesi all'intera regione del Friuli-Venezia Giulia, in particolare nella fascia pedemontana a Nord di Udine. Benché le informazioni disponibili sulla sequenza siano numerose, le localizzazioni degli eventi principali (6 maggio e 15 settembre) risultano imprecise e si osservano variazioni epicentrali nei risultati ottenuti dai diversi autori che superano i 10 km (Peruzza *et al.*, 2002 e bibliografia relativa). Si tratta comunque di un livello di affidabilità molto superiore a quello delle localizzazioni derivate da soli dati macrosismici. Considerata anche la complessità strutturale dell'area, risulta molto difficile stimare correttamente le faglie sismogeniche responsabili dei relativi eventi. Le ipotesi accreditate dalla letteratura recente riguardano alternativamente faglie ad andamento dinarico o strutture del sistema nealpino. Galadini *et al* (2005), sulla base di numerose informazioni e studi precedenti,

suggeriscono di associare l'evento principale al sovrascorrimento di Susans-Tricesimo, mentre ipotizzano il sovrascorrimento di Trasaghis responsabile della replica del 15 settembre.

L'unico altro evento distruttivo registrato in modo strumentale nell'area è il terremoto del Consiglio del 1936, di cui si è parlato nel paragrafo precedente. La sorgente dell'evento è controversa. Peruzza *et al* (1989) suggeriscono una faglia con direzione NNO-SSE e movimento destro. Sirovich e Pettenati (2004) attribuiscono invece l'evento ad un settore del sovrascorrimento di Aviano, emergente al fronte dell'altipiano del Cansiglio.

La sismicità dell'Italia Nord Orientale viene sistematicamente registrata dal maggio del 1977, quando furono installate le prime tre stazioni permanenti della rete del Friuli-Venezia Giulia. Il numero di stazioni è aumentato nel corso degli anni, e così la copertura sul territorio; attualmente OGS, oltre alla rete di stazioni a corto periodo e banda larga del Friuli-Venezia Giulia, gestisce le reti del Veneto e della Provincia Autonoma di Trento. Inoltre, nell'ambito del progetto INTERREG "Reti Sismologiche senza Frontiere nelle Alpi Sud-Orientali", esistono dei protocolli d'intesa per lo scambio di dati in tempo reale tra le reti austriache, slovene e le stazioni del Friuli-Venezia Giulia gestite da OGS e dal DST (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Trieste).

La sismicità strumentale registrata dal 1977 ad oggi (Fig. 1.5) evidenzia una distribuzione di eventi concentrata al margine meridionale della catena alpina, dal Lago di Garda alla Slovenia. L'area più attiva risulta il settore orientale, dal Piave fino ad oltre il confine nazionale. Evidenti sono la coda della sequenza del terremoto di Gemona del 1976 e le sequenze dei terremoti di Bovec in Slovenia, con eventi principali verificatisi il 12 aprile 1998 ( $M_d=5.6$ ) e il 12 luglio 2004 ( $M_d=5.1$ ). Altri settori con un tasso di sismicità sensibile sono l'area compresa tra i Lessini e le Giudicarie in cui si sono registrati diversi eventi, tra cui i più forti sono l'evento di Brenzone in Veneto del 1987 ( $M_d=4.2$ ) e l'evento di Gargnano in Lombardia del 2004 ( $M_d=5.1$ ). Ulteriori eventi con magnitudo superiore a  $M_D=3$  sono stati registrati al confine con la Svizzera, mentre la sismicità registrata a nord di Trento non evidenzia eventi con valori di magnitudo superiori a  $M_D=2.6$ ; unica eccezione il terremoto di Merano del luglio 2001 ( $M_d=5.2$ ).



**Fig. 1.5.** Sismicità strumentale e ubicazione delle stazioni dai bollettini OGS relativi al periodo 1977-2007 (<http://www.crs.inogs.it/>).

Nel contesto di sismicità strumentale appena descritto, si deve tener conto di un'inadeguata copertura del monitoraggio relativo al Veneto, dove sono pertanto rappresentate solo classi di magnitudo superiore.

L'area di studio non è stata sede di attività sismica di rilievo nell'ultimo trentennio (riquadro in figura 1.5). In particolare il settore centrale della Valcellina, tra Andreis e Barcis, evidenzia l'assenza di terremoti localizzati. Anche il settore prossimo alla pianura non suscita particolare interesse. Da segnalare è solamente una breve sequenza di dieci eventi localizzati, verificatasi nei pressi dell'abitato di Maniago tra il 22 marzo e il 01 aprile 2005. La sequenza iniziò con due eventi di magnitudo  $M_D=2.3$  alle 21:54:41 e alle 23:50:39 del 22 marzo, seguiti dalle due scosse principali di magnitudo  $M_D=3.1$  e  $M_D=3.3$  rispettivamente alle 00:22:47 e alle 00:33:54 del giorno successivo. Il settore nord della Valcellina è certamente più attivo e si colloca in continuità con le aree dell'Alpago a SO e di Claut a NE. Le magnitudo più elevate registrate sono comprese tra  $M_D=3.1$  (7 maggio 1999) e  $M_D=3.4$  (12 luglio 1990). L'area di Claut infine evidenzia l'attività sismica di maggior rilievo delle Prealpi Carniche Centro-Occidentali, testimoniata dalla registrazione di diverse sequenze, tra cui le tre sequenze del 1996, con magnitudo massima registrata di  $M_D=4.3$  (Bernardis *et al.*, 1996). L'ultima in ordine di tempo è la sequenza del 26/02/2007, con l'evento principale di magnitudo  $M_D=3.9$ .

### **1.3.3 Sorgenti sismogeniche**

Nei precedenti paragrafi sulla sismicità si è parlato dell'associazione tra terremoti e faglie. In una regione come l'Italia Nord-Orientale, caratterizzata da un assetto strutturale complicato dall'interferenza di diverse fasi deformative, la questione non è affatto banale e i modelli ipotizzati devono essere in grado di restituire una spiegazione coerente e fisicamente plausibile per tutte le osservazioni, dagli aspetti strutturali e deformativi osservabili in superficie e con metodi di prospezione del sottosuolo, ai risultati dell'elaborazione sismologica. L'identificazione e la classificazione delle sorgenti sismogeniche e la loro distinzione nell'ambito del fronte meridionale della catena alpina si avvale pertanto di dati geologico-geomorfologici, geofisici e dei risultati dell'analisi della sismicità storica e strumentale. Queste osservazioni sono integrate alla

luce di relazioni empiriche tra magnitudo momento ( $M_w$ ) e caratteristiche dimensionali delle superfici di rottura co-sismica, stimate da Wells e Coppermith sulla base di un dataset di eventi avvenuti a scala mondiale dal 1857 al 1993. Le dimensioni dell'area sorgente utilizzate dai due autori per definire i diversi modelli di regressione vengono stimate prevalentemente considerando la distribuzione nello spazio delle repliche che seguirono nelle prime ore l'evento principale (Wells e Coppermith, 1994).

I risultati di queste analisi hanno permesso di ipotizzare per l'area pedemontana dell'Italia Nord-Orientale una serie ininterrotta di sorgenti sismogeniche, dai Lessini alla Slovenia, e attribuibili a terremoti con magnitudo  $M_w > 5.5$  (Burrato *et al.*, 2008; Galadini *et al.*, 2005).



**Fig. 1.6** Sorgenti sismogeniche e anno dei principali terremoti storici per l'Italia Nord-Orientale (DISS 3.0.4, 2007 - <http://diss.rm.ingv.it/diss/>). I rettangoli gialli indicano la proiezione in superficie dei segmenti di faglia ipotizzati attivi.

Le informazioni parametriche relative alle sorgenti ipotizzate sono raccolte nel Database of Individual Seismogenic Sources (DISS 3.0.4 - 2007), ampiamente descritto da Basili *et al.* (2008). Da ovest ad est le sorgenti ipotizzate (Fig. 1.6) sono relative ai

sovrascorrimenti di Thiene–Bassano, Bassano–Cornuda, Monte Grappa, Montello, Consiglio, Polcenigo-Montereale, Maniago, Sequals, Tramonti, Gemona Sud, Tarcento, Montenars, Gemona Est e Medea. Di queste, le sorgenti di Thiene-Bassano, Montello, Sequals e Medea sono riconosciute solo su base geologico-geomorfologica e/o geofisica. Non essendo associate ad eventi sismici del passato, con qualche dubbio per la sorgente di Thiene-Bassano, associata da Galadini *et al.* (Galadini *et al.*, 2005) al controverso terremoto di Verona del 1117 ( $M_w=6.5$ ), sono messe in relazione ad aree di gap sismico, potenzialmente capaci di generare terremoti di magnitudo superiore a  $M_w=6.4$  (Burrato *et al.*, 2008).

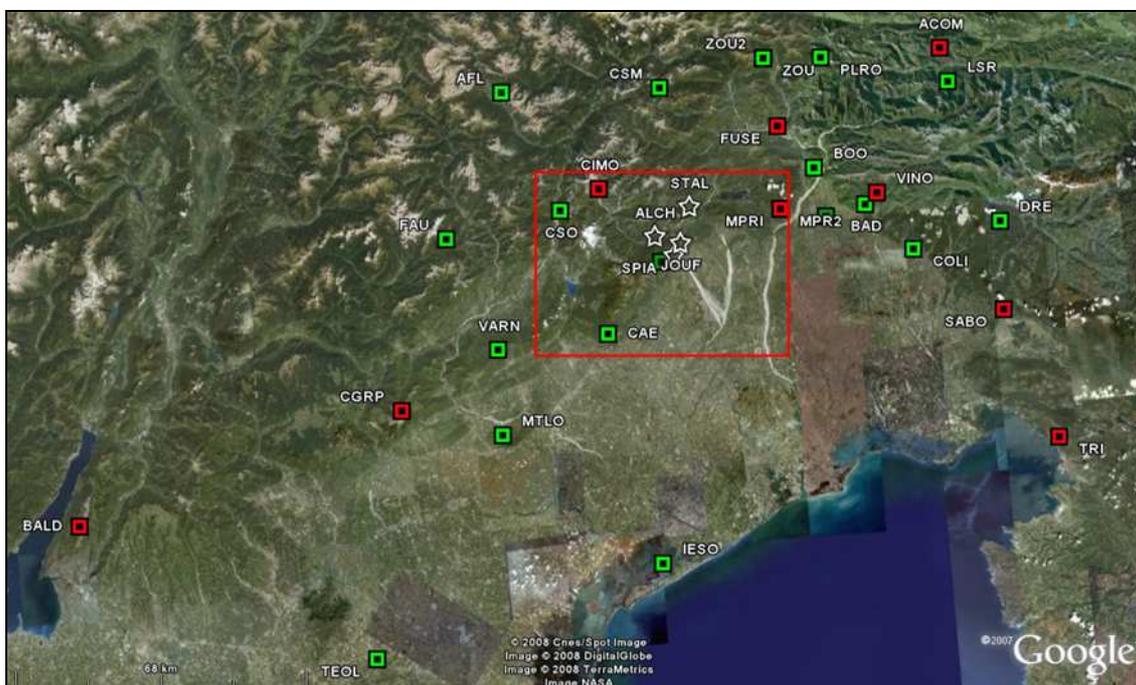


## CAPITOLO II

### LA RETE RAVEDIS

#### 2.1 Introduzione

La rete sismometrica denominata “Rete Ravedis” è stata concepita nel tentativo di aumentare il numero di osservazioni riferibili all’area di invaso, con lo scopo di migliorare la capacità di riconoscimento degli eventi verso le basse magnitudo. La magnitudo di completezza attualmente stimata per l’area si attesta infatti su valori non inferiori a  $M_D=2$  (Marcellini e Milani, 2003) e documenta che le osservazioni registrate dalle stazioni della rete gestita da OGS per finalità di allarme, sono completamente inadeguate ad un monitoraggio organico dell’attività microsismica.



**Fig. 2.1** Stazioni sismometriche gestite da OGS: in verde quelle a corto periodo; in rosso le stazioni a banda larga. Le stelle in bianco rappresentano le stazioni sismometriche della Rete di Ravedis.

La prima stazione della rete fu SPIA, installata nel marzo 2005 sull'omonima collina nei pressi di Montereale Valcellina. Di lì a pochi mesi, la microrete fu completata con l'installazione di JOUF, nel luglio del 2005, collocata sul versante sud del M.te Jouv e di ALCH, nel febbraio del 2006, collocata nei pressi del piccolo abitato di Alcheda. Le stazioni sono tutte contenute entro una distanza inferiore ai 6 km dall'impianto di sbarramento. La più vicina è SPIA, a sole poche centinaia di metri dalla diga. Le tre stazioni si dispongono a formare un triangolo ideale che si allunga verso ALCH, in direzione sub-parallela all'asse della Valcellina. All'inizio del 2008 la rete è stata ulteriormente ampliata con l'installazione di STAL, alloggiata nell'ex-scuola del piccolo villaggio semi-abbandonato di Staligial, circa 11 km dalla diga, in direzione NNE (Fig. 2.1 e Tab. 2.1).

<b>Codice</b>	<b>Località</b>	<b>°LON</b>	<b>°LAT</b>	<b>Quota (m sml)</b>	<b>DataON</b>	<b>Tipologia suolo</b>	<b>Sensore</b>	<b>Acquisitore</b>
<b><i>ALCH</i></b>	Alcheda	12.599	46.203	400	14/02/06	Carbonati	Lennartz LE-3Dlite	Reftek130
<b><i>JOUF</i></b>	M.te Jouv	12.674	46.185	1210	19/07/06	Carbonati	Lennartz LE-3Dlite	Reftek130
<b><i>SPIA</i></b>	M.te Spia	12.652	46.161	590	09/03/05	Carbonati. In pozzetto	Lennartz LE-3Dlite	Reftek130
<b><i>STAL</i></b>	Staligial	12.710	46.260	630	16/01/08	Edificio su carbonati	Lennartz LE-3Dlite	Reftek130
<b><i>CAE</i></b>	Caneva	12.438	46.009	870	04/23/83	Carbonati	Lennartz LE-3Dlite	Lennartz Mars88
<b><i>CIMO</i></b>	Cimolais	12.444	46.312	610		Dolomia	Streckeisen STS-2; Episensor	Quanterra Q4128
<b><i>CSO</i></b>	Casso	12.327	46.273	1070	01/01/88	Carbonati	Lennartz LE-3Dlite	Lennartz Mars88
<b><i>MLN</i></b>	Malnisio	12.615	46.150	814	11/14/95	Carbonati	Lennartz LE-3Dlite	Lennartz Mars88
<b><i>MPR2</i></b>	M.te Prat	12.987	46.240	762	06/20/77	Carbonati	Guralp CMG-40	Lennartz Mars88
<b><i>MPRI</i></b>	M.te Prat	12.987	46.240	762	06/20/77	Carbonati	Lennartz LE-3Dlite	Lennartz Mars88

**Tab. 2.1** Stazioni sismometriche della Rete Ravedis (codice stazione in corsivo) e stazioni OGS rappresentate nel riquadro di figura 2.1. Vengono riportate le coordinate, il tipo di suolo, la data di installazione, acquisitore e sensore.

## 2.2 Equipaggiamento e funzionamento delle stazioni Ravedis

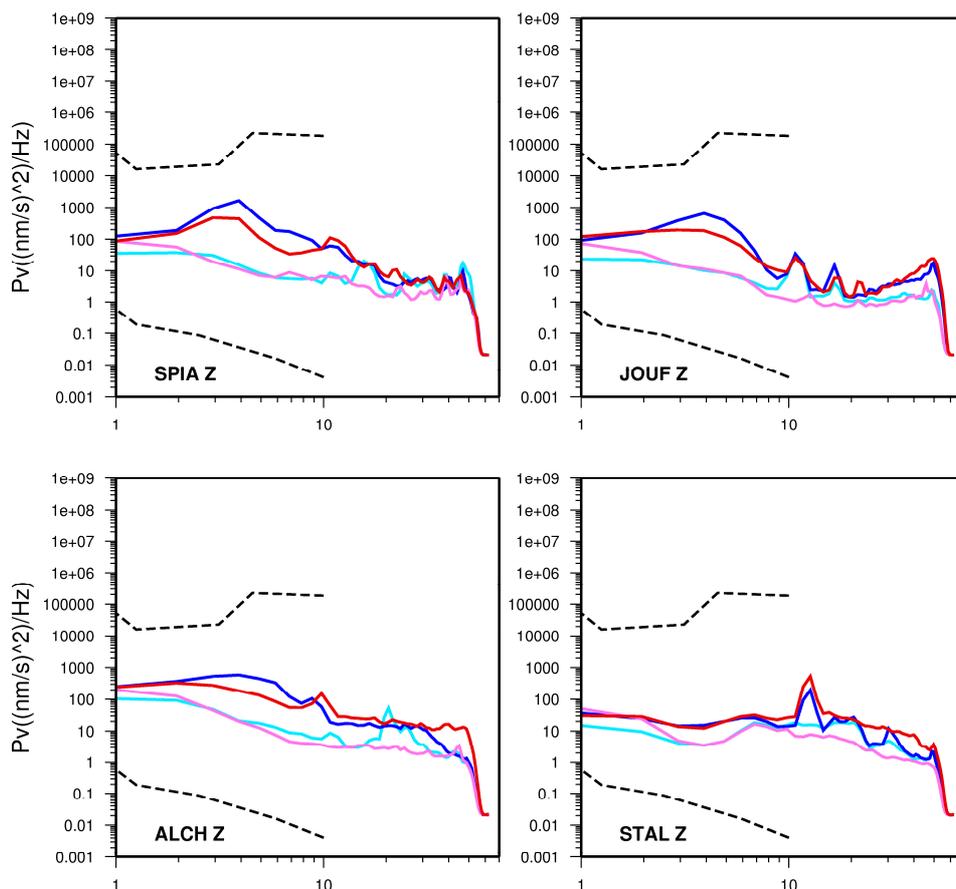
Le stazioni sismometriche temporanee della Rete Ravedis sono tutte equipaggiate della medesima strumentazione. La sola eccezione ha riguardato SPIA che, limitatamente al periodo luglio 2005 - dicembre 2006, ha acquisito con un sensore a banda larga Guralp-CMG-40. In particolare ognuna delle stazioni è dotata di:

- sensore velocimetrico short period Lennartz 3Dlite, 1-80 Hz;
- acquisitore multicanale Reftek130, configurato per l'acquisizione in continuo su tre canali a 125 campioni per secondo (sps);
- ricevitore GPS;
- pannello fotovoltaico Helios H580 55W – H40 40 W;
- batteria 50 Ah;
- regolatore di carica per la gestione del carico Morningstar Prostar 30A;
- materiale vario per la monumentazione temporanea del sito.

Ogni stazione rappresenta un campionamento puntuale nello spazio e continuo nel tempo del segnale sismico che si propaga nel sottosuolo. Le installazioni sono avvenute in corrispondenza di luoghi considerati relativamente lontani da potenziali fonti di rumore antropico (traffico urbano, zone industriali, ferrovie,...). In realtà non è stata effettuata un'analisi sistematica del rumore registrato alle stazioni. Tuttavia, il confronto degli spettri di potenza (PSD) calcolati per alcune finestre orarie di segnale, con le curve di riferimento per il rumore dell'USGS (Peterson, 1993) ha di fatto evidenziato un livello di rumore accettabile (Fig. 2.2). Le PSD sono state calcolate limitatamente alla banda di frequenze dei sensori utilizzati (1-80 Hz), utilizzando il metodo di Welch (1967) implementato nel programma di GMT "spectrum1d".

I dati acquisiti alle stazioni vengono temporaneamente immagazzinati in locale su compact flash (CF). Nessun protocollo di comunicazione è stato infatti implementato per consentire un collegamento in tempo reale con l'esterno e tutte le informazioni acquisite, incluse le condizioni sullo stato di funzionamento rimangono in locale. Il flusso dati viene frammentato dall'acquisitore in file multiplexati e compressi di durata oraria, organizzati nella memorie disponibili secondo la struttura "/anno\_giorno\_dell'anno/codice\_acquisitore/directory\_dati" (e.g.: /2008183/903D/1/).

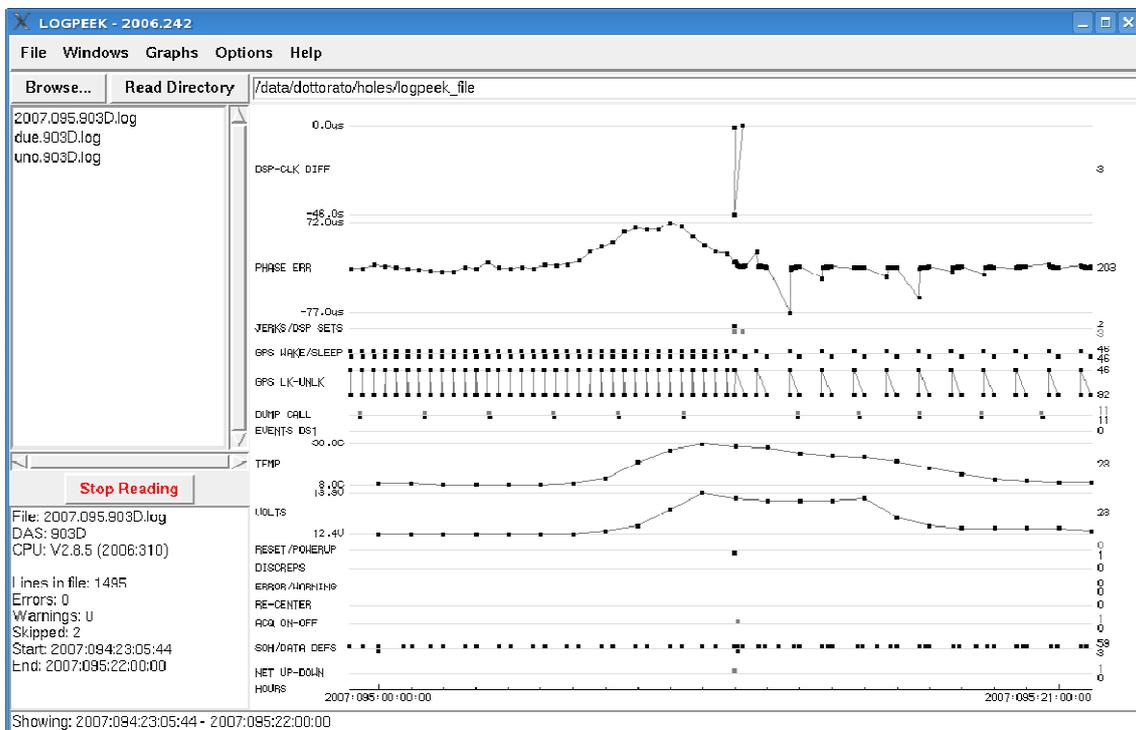
Allo stesso livello della directory dati, l'acquisitore crea la directory "0/", in cui aggiorna il file SOH.RT (state of health) con le informazioni relative allo stato di funzionamento della stazione per quel particolare giorno (e.g.: /2008183/903D/0/SOH.RT). Al riempimento della memoria disponibile (RAM e CF), l'acquisizione si arresta. Ogni stazione è pertanto oggetto di periodici controlli sul posto, al fine di garantire il corretto funzionamento della strumentazione e di provvedere allo scarico dei dati. Mediamente, l'acquisizione su tre canali in continuo di uno *stream* di dati compresso con lo standard attuale (steim1) a 125 campioni al secondo, comporta un utilizzo di memoria pari a 2 GB circa ogni 53 gg. Un anno di acquisizione corrisponde pertanto a circa 14 GB per stazione. I dati acquisiti vengono sistematicamente archiviati in formato proprietario Reftek (<http://www.reftek.com/>) su supporti informatici e resi non modificabili.



**Fig. 2.2** Spettri di potenza (PSD) delle stazioni di Ravedis. In ascissa è riportata la frequenza. In tratteggio, le curve di riferimento per il rumore (Peterson, 1993). In colore, le curve relative a un'ora di segnale sul canale verticale (blu=inverno-giorno; azzurro=inverno-notte; rosso=estate-giorno; rosa=estate-notte).

## 2.2.1 Problemi di acquisizione

L'assenza di una connessione da remoto alle stazioni non consente di conoscere in tempo reale le informazioni relative allo stato di funzionamento della strumentazione, che l'acquisitore archivia in log-file giornalieri (file SOH.RT). I principali parametri osservabili nei log-file riguardano il tempo di stazione, marcato dal clock interno e periodicamente controllato ed eventualmente riallineato al tempo UTC tramite il segnale GPS, la tensione di alimentazione e la temperatura ambientale (Fig. 2.3).

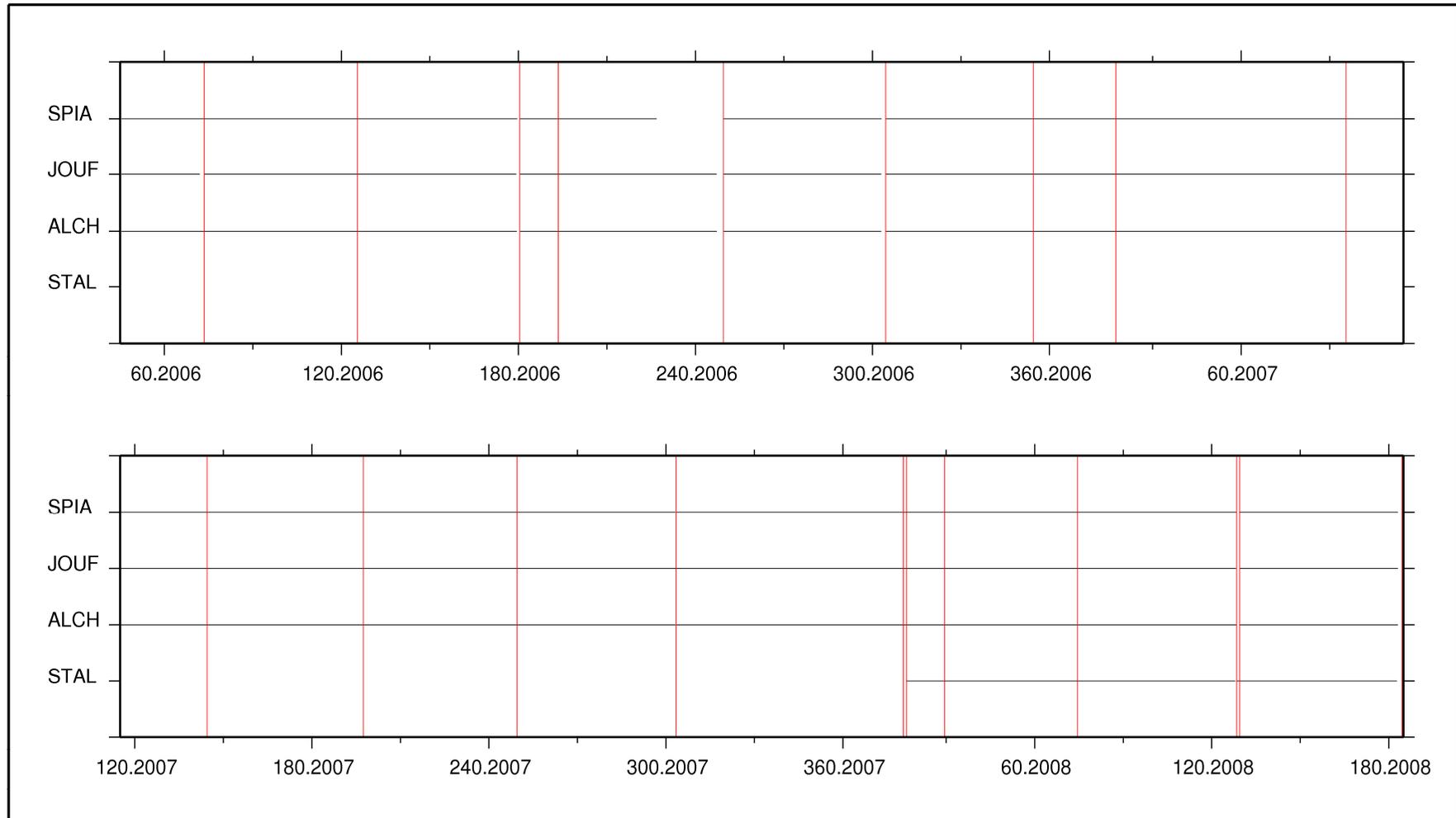


**Fig. 2.3** Viewer “Logpeek” di Reftek. Sono rappresentate le informazioni contenute nei log-file relative al funzionamento della stazione. In particolare errori di “Timing”, tensione di alimentazione e andamento della temperatura ambientale.

L'assenza di un controllo da remoto è all'origine della mancata acquisizione dei dati alla stazione SPIA per un periodo di circa 23 giorni, verificata in seguito al sopralluogo del 6 settembre 2006. In quell'occasione fu constatato un problema di alimentazione, con un guasto ad un diodo in corrispondenza dell'uscita del pannello solare. L'assenza di alimentazione alla batteria da parte del pannello solare fu avvertita dal regolatore di carica che, per impedire un drenaggio dannoso della batteria, staccò il carico e

determinò così lo spegnimento della stazione (che sarebbe avvenuto comunque). Brevi interruzioni dell'acquisizione alle stazioni si sono verificate anche in seguito al riempimento della memoria disponibile a ridosso dei periodici sopralluoghi effettuati (Fig. 2.4).

La stazione SPIA ha manifestato anche diversi problemi relativi al corretto funzionamento del sistema di posizionamento GPS. Il più grave si ebbe a cavallo tra il 2005 e il 2006, verificato in occasione del controllo avvenuto il 31 gennaio 2006. I riferimenti temporali ai campioni risultarono sistematicamente posticipati rispetto alla data corretta. Nell'impossibilità di ripristinare il corretto funzionamento della stazione sul posto, l'acquisitore venne riparato in laboratorio e reinstallato dopo 15 giorni. Per quanto riguarda i dati acquisiti invece, poiché l'errore comprometteva esclusivamente la porzione temporale relativa ad anno e giorno dell'anno (ore, minuti e secondi risultavano invece corretti), le anomalie furono facilmente individuate e corrette. I dati validati furono organizzati in una struttura di file e directory parallela, mantenendo comunque inalterata la struttura originaria dei dati acquisiti. Le sequenze di byte errati all'interno di ognuno di questi file fu modificata ricorrendo al programma in C `refpacketfix`, ottenuto modificando il programma proprietario `refpacket` di PASSCAL (PASSCAL è fornitore di strumenti di acquisizione e software per IRIS, consorzio di università statunitensi per lo studio della sismologia - <http://www.passcal.nmt.edu/>). Ulteriori malfunzionamenti del GPS alla stazione SPIA hanno riguardato esclusivamente la posizione (rimasta però invariata nel tempo) e non si sono più presentati con l'aggiornamento firmware dell'acquisitore alla versione 2.8.5, effettuato il 5 aprile 2007. Le altre stazioni non hanno invece destato sospetti di malfunzionamento in alcuna delle numerose verifiche effettuate sia sul posto che sui dati registrati.



**Fig. 2.4** Copertura di dati dalle stazioni della Rete Ravedis per il periodo analizzato (febbraio 2006 – giugno 2008) rappresentata con le linee orizzontali in grigio. Le linee verticali in rosso identificano i sopralluoghi effettuati alle stazioni. Il tempo in ascissa è rappresentato nel formato “giorno dell’anno.anno”.

## **2.3 Breve descrizione del file dati Reftek e controlli preliminari**

La necessità di un controllo automatico sulla corretta sincronizzazione dei tempi dei campioni con il tempo UTC, ha comportato una parte di lavoro sui formati dati (binari) e sui codici per la loro gestione. Di seguito viene riportata una breve descrizione del file dati nel formato proprietario Reftek e si evidenzia il problema della sincronizzazione e la soluzione adottata per renderlo del tutto trascurabile.

Ogni file dati è suddiviso in pacchetti. Il primo pacchetto è solitamente un “event header” (EH), di 416 bytes. I pacchetti dati (data packet - DT) sono invece di 1024 bytes, come il pacchetto “event trailer” (ET), che chiude normalmente un file dati. Ogni DT è associato ad un canale e inizia con un “packet header” di 16 byte in cui si trova il tempo del primo campione e il numero di byte validi relativamente a quel pacchetto. I successivi 8 bytes forniscono informazioni su canale, numero campioni e “stream” di acquisizione (ogni acquirente può registrare al più 6 canali). Dal byte 25 al byte 64 sono previsti altri 40 bytes di “filler” (spazi nella codifica ASCII). Al byte 65 inizia infine il blocco riservato ai campioni, suddiviso in 15 frame da 64 byte ciascuno a completare i 1024 byte disponibili nel pacchetto. Ogni frame è a sua volta suddiviso in 16 sub-frame di 4byte ciascuno. Il primo sub-frame contiene 16 codici, formati da coppie di bit che descrivono il formato di ogni sub-frame (incluso se stesso). Il formato specifica il numero di byte utilizzati all’interno dei successivi 15 sub-frame per esprimere la differenza di valore col campione cui il sub-frame si riferisce rispetto il precedente. Il numero di campioni contenuto in un blocco dati DT (1024 byte) dipende dunque dai valori che i dati assumono: se ci sono forti variazioni sono consumati più byte per esprimere la differenza tra il campione attuale e il precedente, a scapito di una maggiore capienza di campioni nel pacchetto. Conseguenza di ciò è che ad esempio, il numero di campioni negli ultimi pacchetti DT del file è (di solito) inferiore al massimo di 892 per il formato compresso. Infatti, l’acquisizione ai diversi canali può procedere con tempi sfasati. Ciò è conseguenza del fatto che il DT è un contenitore con la capacità fissa di 1024 byte, mentre la finestra di tempo a cui il pacchetto si riferisce dipende dal numero di byte (1-4) impiegati per esprimere il valore dei campioni (la loro differenza, in realtà). Quindi, alla corretta chiusura di un file orario, il riallineamento del tempo tra i

diversi canali viene gestita sulla base dei pacchetti DT: il numero di campioni degli ultimi tre pacchetti DT viene infatti fissato in modo tale da chiudere il file riportando i tre canali al medesimo tempo. Indicazioni sulla completezza di un file vengono anche dal nome-file stesso, che di norma riporta il tempo del primo campione e la durata prevista. Una situazione particolare, in cui non avviene il riallineamento dei campioni e il file viene chiuso dichiarando durata nulla nel nome-file, è quella in cui durante la sua scrittura su CF venga esaurito lo spazio disponibile sul supporto: il contenuto in eccesso rispetto alle capacità di memoria della CF rimane sulla RAM e viene scritto in un file diverso il cui nome è riferito al tempo del primo campione del file troncato e alla durata totale prevista (oraria nel caso di Ravedis). L'effettiva durata nel nome file viene riportata anche nel caso in cui venga esaurito lo spazio disponibile su ram, con la ovvia differenza che il file non potrà infatti essere completato secondo la durata prevista che risulterà pertanto inferiore. Infine, se viene meno l'alimentazione, la durata riportata nel nome-file diventa un numero casuale.

L'acquisitore è costruito in modo da registrare il segnale del sensore anche se i tempi interno ed esterno (dal segnale GPS) non coincidono. Il passo di campionamento viene gestito dall'orologio interno dell'acquisitore che può correre a velocità maggiore o minore rispetto alla velocità corretta. Se l'orologio interno procede a velocità maggiore (minore) per un tempo sufficiente a ridurre (aumentare) il numero di campioni raccolti nella finestra di tempo effettivo intercorso tra due successivi controlli, si creano reali buchi (sovrapposizioni). In questo caso, e più in generale se lo sfasamento è superiore a metà del periodo di campionamento, la correzione dell'orologio interno avviene con un "jerk" (letteralmente balzo); altrimenti la correzione viene effettuata mediante "drift", cioè accelerando l'orologio interno dell'acquisitore. Questa situazione di asincronia si verifica di norma all'accensione dello strumento (quando manca da molto il controllo con il segnale GPS), ma per molteplici motivi può riscontrarsi anche durante i successivi controlli periodicamente attivati dall'acquisitore ("aging" del cristallo piezoelettrico, variazioni di temperatura e/o di pressione, etc.). Gli errori prodotti dall'orologio interno e risolti con "jerk" sono tipicamente dell'ordine delle frazioni di secondo e diventano possibili fonti di ambiguità nelle successive fasi di elaborazione. Allo scopo di quantificare il problema e rimuovere i file con campioni in sovrapposizione è stato modificato il programma "refpacket" (PASSCAL) e introdotto all'interno di uno script bash per rendere automatica la verifica dei file. Il risultato ha

messo in luce la bontà dei dati acquisiti e i file esclusi hanno riguardato una percentuale di registrazione davvero esigua.

PASSCAL fornisce anche software per la “lettura” dei log file. “Position” ad esempio, restituisce la media delle posizioni della stazione con la stima dell’errore associato. Logpeek è invece un *viewer* che permette di visualizzare graficamente il contenuto completo dei log file giornalieri (Fig. 2.3).

## 2.4 Archiviazione dei dati

Dopo il superamento dei controlli preliminari, in particolare sulla corretta temporizzazione, i dati sono convertiti per le successive fasi di elaborazione dal formato nativo in due differenti formati (seg-y e miniseed) e strutturati distintamente in un archivio indicizzato e in un database relazionale (datascope), strutturati in tabelle i cui campi contengono ciascuno una porzione minima di informazione. Ognuno dei due archivi viene aggiornato di volta in volta in seguito alla periodica disponibilità di nuovi dati. L’archivio seg-y funziona in modo analogo al datascope. Tuttavia, dato il suo utilizzo limitato alla sola estrazione delle forme d’onda, la strutturazione in tabelle è decisamente inferiore. Questa “duplicazione” dei database delle registrazioni non ha attualmente un vero ruolo funzionale, ma è la conseguenza di un approccio nella gestione ed elaborazione dei dati acquisiti che è mutato nel tempo, in funzione della disponibilità di strumenti di analisi. Alla costruzione dell’archivio seg-y, effettuata mediante l’utilizzo di routine sviluppate al CRS, non segue infatti una procedura di analisi documentata che permetta l’identificazione degli eventi nelle serie temporali. Il datascope (Quinlan e Harvey, 1994) invece, consente di usufruire degli strumenti messi a disposizione dal software Antelope (<http://www.brtt.com/home.html>), utilizzato in particolare per l’algoritmo di “trigger”, necessario al riconoscimento dei segnali “utili” all’interno della notevole mole di dati acquisiti. Questa fase dell’elaborazione e la successiva identificazione automatica dei terremoti sono trattate diffusamente nella prima parte del capitolo III.

## **CAPITOLO III**

### **L'IDENTIFICAZIONE DEGLI EVENTI SISMICI**

#### **3.1 Introduzione**

Nel presente capitolo saranno illustrate le tecniche adottate per l'identificazione degli eventi sismici registrati. Una prima fase del riconoscimento è gestita in modo automatico con l'utilizzo di due routine operanti in serie. La prima opera il riconoscimento del segnale nell'ambito del flusso dati registrato in continuo alle singole stazioni; la seconda esegue una validazione dei segnali identificati, realizzata attraverso un confronto tra le stazioni della rete. A questa prima fase di analisi automatica è abbinata una seconda fase di analisi manuale e il successivo controllo dei risultati ottenuti.

#### **3.2 Individuazione automatica dei terremoti**

L'identificazione automatica degli eventi sismici nel record temporale avviene attraverso l'utilizzo di algoritmi automatici di individuazione dei segnali transienti all'interno dei flussi dati continui (algoritmi di "trigger") e di associazione ("trigger coincidence") tra i canali registranti. Queste due fasi sono finalizzate alla definizione di una tabella ASCII, riportante i tempi di inizio-fine delle finestre temporali da estrarre dagli archivi di dati. L'ultimo passo che porta all'identificazione degli eventi viene gestito manualmente, attraverso l'analisi e il picking delle forme d'onda.

### **3.2.1 Elaborazione automatica**

Il primo passo nel riconoscimento degli eventi sismici avviene utilizzando l'algoritmo "Short Time Average through Long Time Average" (STA/LTA). Il nome di questa tipologia di algoritmi deriva dal loro utilizzo nell'ambito di reti sismiche configurate per la registrazione delle sole finestre di segnale d'interesse, a fronte di un'analisi del flusso continuo di dati. Per operare in questi termini, i segnali registrati devono poter essere condivisi in tempo reale da un elaboratore unico che, in accordo ai parametri utilizzati nel "voting scheme", operi l'associazione ed effettui l'eventuale registrazione dell'evento. Poichè l'installazione della rete Ravedis esula da finalità di allerta-allarme, l'implementazione di un sistema di trasmissione dati in tempo reale passa decisamente in secondo piano e viene meno di conseguenza l'utilizzo di un algoritmo di trigger in fase di acquisizione. Questa scelta rimanda a valle dell'acquisizione la delicata configurazione degli algoritmi di trigger e di associazione.

### **3.2.2 Algoritmo di trigger (STA/LTA)**

In letteratura si trovano diverse tipologie di algoritmi di trigger. Esistono algoritmi che attivano l'acquisizione al superamento di una predeterminata soglia segnale tramite il semplice confronto col valore di un singolo campione, o dal confronto con la radice della media dei quadrati calcolata su un certo numero di campioni. Esistono algoritmi più raffinati che spesso lavorano in parallelo a metodi di picking automatico delle fasi sismiche. Basati su approcci di riconoscimento di schema, metodi adattativi e reti neurali, questi algoritmi richiedono però complicate configurazioni dei parametri operativi, indirizzati al riconoscimento del segnale reale e alle condizioni locali di rumore sismico. L'algoritmo STA/LTA resta comunque il più diffuso e utilizzato nell'ambito della sismologia "weak motion" (Trnkoczy, 1999).

Con riferimento ad un singolo canale, l'algoritmo "dichiara" il superamento di una soglia ed "invita" all'apertura di una finestra di segnale (trigger). Il confronto con il valore di soglia avviene sul rapporto tra le medie dei valori (in modulo) calcolate in due finestre mobili - normalmente l'una sottoinsieme dell'altra - di "pochi" (short time window) e "molti" (long time window) campioni. La finestra lunga dovrebbe contenere

informazioni relative al rumore di fondo del segnale registrato. La corta è invece più sensibile alle variazioni istantanee del segnale. Mediante il rapporto STA/LTA, l'algoritmo aggiusta automaticamente la sua sensibilità alla reale ampiezza media del rumore sismico, aumentandola durante i periodi di quiete sismica e diminuendola durante le fasi particolarmente rumorose. A seguito di un trigger, il rapporto STA/LTA viene valutato per "invitare" alla chiusura della finestra di segnale ("detrigger"). Gli end-member per l'individuazione del detrigger si distinguono per il valore assegnato all'LTA nel calcolo del rapporto. L'LTA può essere infatti congelato al momento del trigger ("frozen" or "clamped" LTA) oppure lasciato libero di aggiornarsi col segnale ("updated" or "unclamped"). Nel primo caso, un improvviso aumento del rumore antropico può determinare un rapporto STA/LTA costantemente sopra la soglia di detrigger, e di conseguenza una mancata chiusura della finestra di segnale (è da prevedersi anche l'eventualità di nuovi trigger prima del detrigger). Nel secondo caso si può incorrere invece in chiusure anticipate della finestra di segnale in seguito ad un aumento troppo rapido del valore LTA e conseguente diminuzione del rapporto STA/LTA. L'uso di un LTA updated può così precludere l'individuazione delle code nei sismogrammi e di conseguenza il loro utilizzo, ad esempio, nel computo della magnitudo da durata.

Oltre a scegliere i valori di soglia e le dimensioni delle finestre, è necessario applicare un'operazione di filtraggio al segnale in ingresso all'algoritmo di trigger. Questo pre-filtro consente la rimozione dal segnale continuo eventualmente introdotto dall'elettronica dell'acquisitore. Laddove il pre-filtro non fosse utilizzato, se la componente continua presenta un'ampiezza maggiore del rumore sismico, molti eventi relativamente deboli risultano del tutto invisibili.

Nel caso del presente studio, l'algoritmo di trigger utilizzato è l'STA/LTA di Antelope, che, come detto in precedenza (paragrafo 2.4) opera sul datascopio. Questo algoritmo adotta una LTA frozen e limita comunque la finestra massima a 300 s, anche nel caso in cui non venga raggiunta la soglia di detrigger, mediante il parametro "det\_tmax". La finestra corta e lunga sono rispettivamente di 2 s e 20 s; le soglie di trigger e detrigger sono pari a 3 e 1.5. Il pre-filtro è un passa banda tra 5 e 30 Hz con fianchi poco ripidi (4 poli). Un altro parametro utilizzato riguarda la dichiarazione di trigger al superamento di una minima differenza tra trigger e detrigger, impostata a 2 s, per evitare gli spike di segnale senza dover ampliare la finestra STA. Altri parametri sono relativi a situazioni

in cui i dati risultano frammentati, con interruzioni all'interno delle serie temporali registrate. Problemi di frammentazione e discontinuità sono stati ravvisati dall'analisi della tabella “wfdisc”, nella prima fase di costruzione del datascope. Il “wfdisc”, dove sono riportati i riferimenti ai file delle forme d'onda, evidenziava infatti continui e limitati (qualche campione) gap nei dati, senza peraltro che si trovasse riscontro nei dati Reftek originari. La procedura di costruzione del datascope non aveva funzionato a dovere in qualche sua parte, introducendo una serie interminabile di errori. Il motivo fu poi identificato nel metodo di compressione “steim 2” che nel programma proprietario distribuito da Reftek per la conversione a miniseed dei dati, era male implementato (rt\_mseed - Versione 01.01E del 21.08.2006 per Linux). L'alternativa a procedere con la compressione “steim 1”, a scapito però di un dispendio maggiore di spazio su disco, è arrivata con la risoluzione del bug nella successiva versione del programma (01.01G del 17-12-2007). Alla scelta dei parametri hanno concorso sia speculazioni teoriche in merito al buon rapporto segnale rumore osservato ai siti e alla tipologia di segnale sismico atteso (microsismi), che numerose prove effettuate il giorno 26 febbraio 2007, quando la Rete Ravedis registrò una sequenza sismica con epicentro nell'area di Claut, a circa 15 km a nord dall'area d'invaso, caratterizzata dai due eventi più importanti di magnitudo pari a  $M_L=3.9$  (05.50:46 UTC) e  $M_L=3.6$  (14.16:37 UTC) (<http://www.crs.inogs.it/>).

### **3.2.3 Algoritmo di associazione**

Spostando l'attenzione dalla singola stazione alla rete, il quadro si complica con l'introduzione di un'algoritmo di associazione e di uno schema di voto (il già citato “voting scheme”) mediante cui le informazioni ricevute dall'elaborazione dell'algoritmo di trigger ai singoli canali vengono sintetizzate in un numero (il voto appunto) da confrontare con la soglia di trigger predefinita per la rete. Se il voto supera la soglia, viene aperta una finestra, altrimenti i trigger che hanno contribuito al voto vengono considerati falsi trigger. Al voto partecipano i singoli canali, con pesi assegnati in funzione di molteplici esigenze, tra cui la necessità di discriminare tra stazioni caratterizzate da diversa ampiezza del rumore di fondo. Ad esempio, ai trigger di una stazione rumorosa è normalmente assegnato un peso minore rispetto ai trigger di una

stazione silenziosa; ad una stazione con acquisitore multicanale il trigger può essere vincolato al trigger di due o tre canali. Nel caso in cui si voglia vincolare la registrazione al trigger di una particolare stazione, basta assegnare alla stazione un peso pari alla soglia di trigger. Questi sono solo esempi di come l'algoritmo di trigger venga finalizzato all'apertura di una finestra (di acquisizione) nell'ambito di una rete, e molte altre sono le soluzioni che possono essere adottate in funzione di esigenze particolari.

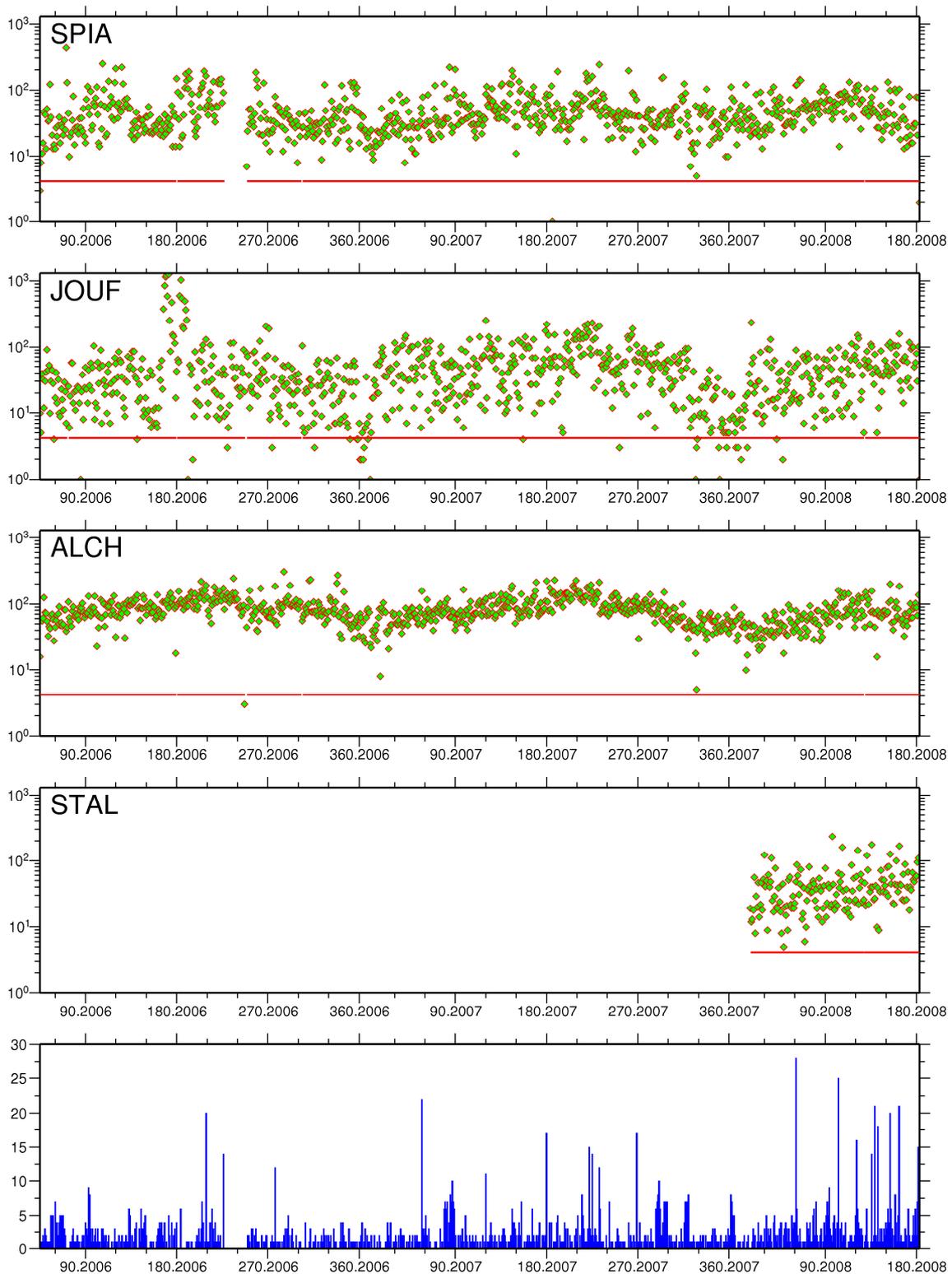
Talvolta accade che i primi arrivi siano trasparenti all'algoritmo di trigger che individua invece gli arrivi delle onde  $S$ . In questa situazione una ricerca dei trigger entro una finestra troppo corta può tradursi in una perdita dell'associazione e quindi della finestra. Inoltre se le stazioni della rete che hanno individuato il trigger a ridosso dell'arrivo  $S$  sono le prime raggiunte dall'evento, per queste stazioni avremmo un segnale decapitato. La prima evenienza si risolve ampliando la finestra di associazione alla massima differenza di tempo  $S_i - P_j$  prevista per gli eventi che si intendono registrare, dove  $i$  e  $j$  sono due stazioni della rete. La seconda viene risolta anticipando di un tempo prefissato l'apertura della finestra di segnale rispetto all'istante del primo trigger della rete. In questo modo, in ogni caso, disporremo di una porzione di segnale antecedente il primo arrivo, utile per conoscere lo stato di rumore naturale ed eventualmente utilizzarlo in un filtro di errore predittivo. Nel caso in cui venga utilizzata la fase coda per la stima della magnitudo da durata, è buona norma, in modo particolare nella configurazione di LTA updated, appendere all'ultimo dettrigger della rete una finestra di segnale di lunghezza prefissata.

L'associazione è attualmente gestita da un singolo script in bash "detectionAssoc2", dove comandi shell si alternano a blocchi di linguaggio AWK. La tabella ASCII generata dall'algoritmo di trigger nel datascopie viene utilizzata per la ricerca delle "coincidenze" e la conseguente definizione delle finestre di segnale da estrarre. La modalità con cui l'associazione dei trigger è effettuata viene gestita con la parametrizzazione da linea di comando delle seguenti variabili (tra parentesi i valori utilizzati nel presente studio): la forbice temporale entro cui i trigger alle singole stazioni contribuiscono all'eventuale apertura di una finestra di segnale (7 s); il minimo numero di stazioni richiesto per l'effettiva apertura di una finestra di segnale (3); la lista delle stazioni con sensore 3D per cui si richiede che il trigger venga effettivamente dichiarato solo se il numero di canali triggerati all'interno di una finestra pari a 0.5 s è superiore ad uno (JOUF e ALCH); l'anticipo nell'apertura della finestra di segnale

rispetto al primo trigger della rete (15 s) e il ritardo nella sua chiusura rispetto all'ultimo dettrigger della rete (20 s). Anche per questo algoritmo la definizione dei parametri utilizzati è avvenuta a valle di numerosi test effettuati e di valutazioni teoriche. La scelta della finestra di 7 secondi nasce da considerazioni in merito alla possibilità che l'algoritmo di trigger non identifichi correttamente il primo arrivo e riconosca l'evento solo in un momento successivo, all'arrivo delle onde  $S$ , solitamente caratterizzate da maggiore ampiezza. Risulta pertanto fondamentale la scelta di una finestra sufficientemente ampia da contenere la massima differenza attesa  $S_i-P_j$  tra due stazioni della rete. Fissare a 3 il numero minimo di stazioni per la definizione di una finestra di segnale riflette la richiesta di un numero minimo di osservazioni. L'esigenza di quasi-contemporaneità (intervallo 0.5s) su due canali alle stazioni JOUF e ALCH nasce dalla necessità di rendere più robusta l'associazione. Infine, l'estensione della finestra di segnale effettivamente individuata ha come risultato l'inclusione di una porzione di rumore precedente l'evento e di una porzione di segnale successivo all'ultimo dettrigger. Come già segnalato, questo secondo accorgimento risulta utile nei casi di dettrigger anticipato, quando è interesse dell'analista il picking delle code per la stima della magnitudo da durata.

### **3.2.4 Risultati dell'analisi automatica**

I risultati di questa prima fase di elaborazione automatica sono rappresentati in figura 3.1, tramite la frequenza giornaliera di trigger individuati alla stazione (frame SPIA, JOUF, ALCH e STAL, asse y in scala logaritmica) e la frequenza giornaliera degli "eventi" riconosciuti dall'associatore (ultimo frame con barre blu, asse y in scala lineare).



**Fig. 3.1** Frequenza giornaliera dei trigger alle stazioni della Rete Ravedis e delle associazioni operate dagli algoritmi di riconoscimento automatico dei segnali (STA/LTA e associatore). La linea rossa rappresenta lo stato di funzionamento delle stazioni.

La frequenza giornaliera di trigger alla stazione ALCH è mediamente maggiore e molto meno dispersa rispetto alle altre stazioni della rete, a suggerire un migliore rapporto segnale-rumore. Si riconoscono chiaramente delle fluttuazioni a lungo periodo, correlabili ad andamenti stagionali, parzialmente riconoscibili anche nelle altre stazioni, seppur oscurate dall'elevata dispersione delle frequenze giornaliere. Il comportamento di ALCH può essere spiegato grazie alla minore rumorosità della stazione, ma anche ipotizzando l'esistenza di un'area sorgente principale dell'attività sismica più vicina a questa stazione. Una distribuzione asimmetrica dell'area sorgente primaria rispetto alla posizione delle stazioni, si tradurrebbe infatti in un'attenuazione differenziale del segnale (in particolare alle alte frequenze). L'algoritmo di trigger mancherebbe pertanto l'identificazione dei medesimi fronti d'onda alle stazioni più lontane, non tanto a causa di variazioni dell'ampiezza del rumore di fondo, bensì come conseguenza dei fenomeni di attenuazione e spreading geometrico dell'energia, che ridurrebbe il segnale al di sotto della soglia di trigger dell'algoritmo STA/LTA. In questi termini, l'elevato numero di trigger giornalieri alla stazione ALCH sarebbe in accordo con la vicinanza di un'area sorgente principale, collocata al di fuori della Rete Ravedis, e perciò più lontana rispetto alle altre stazioni. Una regione sicuramente attiva è la zona di Claut, posta a circa 13 km da ALCH e tra i 17 e i 19 km rispetto alle stazioni più a sud.

La frequenza giornaliera degli eventi riconosciuti dall'associatore (non necessariamente eventi sismici, ambiguità che sarà risolta solo dall'analisi manuale del segnale) si attesta comunque su valori generalmente bassi (da 1 a 5 mediamente, con qualche piccolo isolato). La distribuzione delle finestre identificate sottolinea come l'interruzione nell'acquisizione di una stazione sia cruciale al funzionamento della routine di associazione, almeno fino all'entrata in funzione della quarta stazione (STAL). La modalità secondo cui l'algoritmo di associazione è stato eseguito prevede infatti che siano almeno 3 le stazioni nello stato di sollecitazione per l'apertura di una finestra di segnale. La già citata interruzione dell'acquisizione alla stazione SPIA, durante l'estate del 2006, comporta l'assenza di eventi associati per un intervallo di 23 giorni.

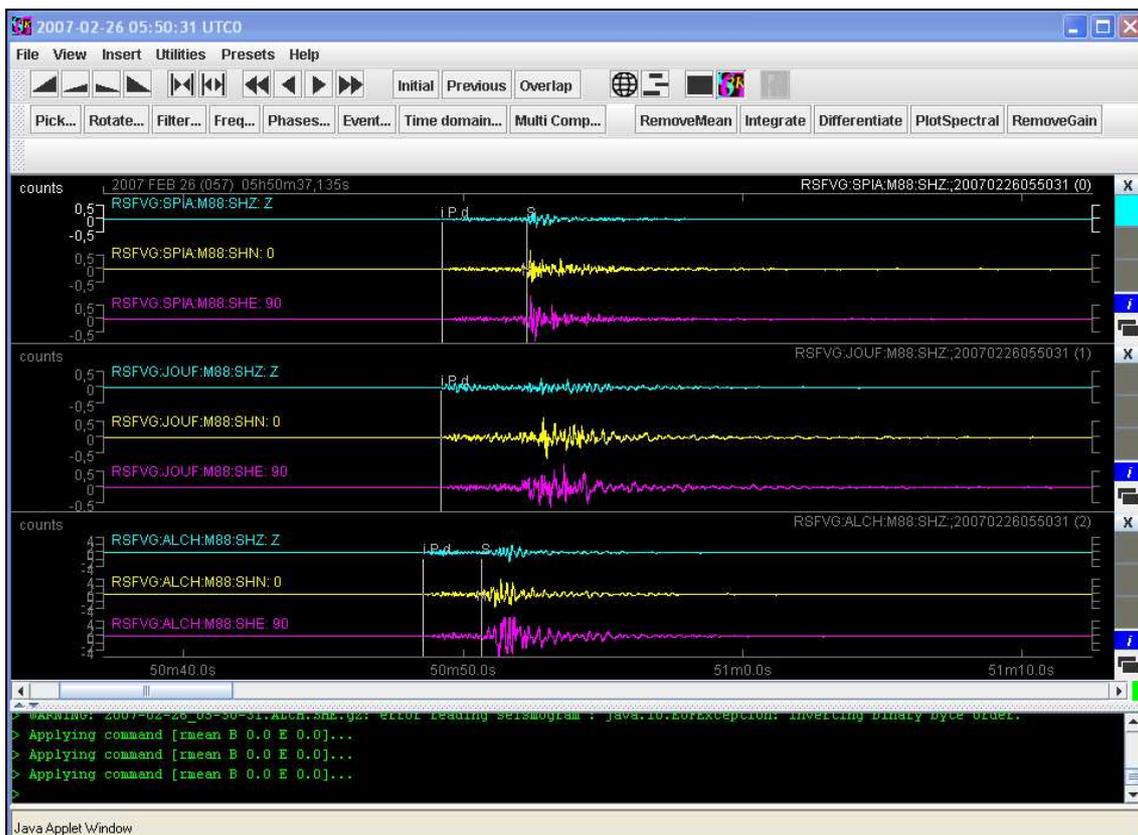
### 3.3 Analisi manuale e Picking delle forme d'onda

L'elaborazione con gli algoritmi di trigger e associazione si traduce nella definizione di una serie di finestre temporali da riempire con i relativi dati di forma d'onda disponibili. Più precisamente l'operazione da svolgere consiste nell'estrazione delle forme d'onda dai database di dati disponibili. Il primo passo in questa direzione è stato quello di procedere, per i soli segmenti individuati dall'associazione, all'estrazione dall'archivio seg-y delle finestre dati relative alle sole stazioni della Rete Ravedis, per il periodo da febbraio 2006 a giugno 2008. L'inizio del periodo analizzato corrisponde all'installazione della terza stazione (ALCH), avvenuta il 14 febbraio 2006. In realtà, l'estrazione e l'analisi dei dati relativi all'intero periodo di tempo sono avvenute in tre momenti distinti, via via che i database di archiviazione venivano integrati con nuovi dati acquisiti e in modo tale da consentire la messa a punto dei successivi algoritmi di analisi.

Un'analoga operazione di estrazione del segnale potenzialmente utile è avvenuta anche per le altre stazioni gestite da OGS e non appartenenti alla Rete Ravedis. In particolare, per il dataset delle stazioni a banda larga (BB), che non risultano precedentemente elaborate, dopo aver recuperato da nastro magnetico i dati registrati negli anni 2006 - 2007, e averli strutturati in un datascope, si sono utilizzati comandi Antelope per estrarre dalle registrazioni delle stazioni BB più prossime all'area di Ravedis (CIMO, MPR2 e FUSE; figura 2.1) le finestre temporali identificate in precedenza tramite l'elaborazione dei dati Ravedis con gli algoritmi di trigger e associazione. A differenza delle stazioni della rete a corto periodo (SP) gestita da OGS, che acquisiscono il segnale solo a valle di una pre-elaborazione in tempo reale mediante un algoritmo di trigger STA/LTA, la registrazione alle stazioni BB avviene in modalità continua, come per le stazioni della Rete Ravedis. Infatti, dal 2004 OGS dispone di due sistemi paralleli e indipendenti di gestione ed elaborazione dei dati in tempo reale, con finalità di allerta-allarme automatica: FAAS e Antelope. FAAS (Friuli Automatic Alert System) opera sulle stazioni a corto periodo della rete gestita da OGS. Antelope, ancora in fase di sperimentazione, integra i dati acquisiti dalle stazioni BB e SP di OGS, con le registrazioni delle reti limitrofe nazionali (Veneto e Provincia Autonoma di Trento) e transfrontaliere (Austria e Slovenia). Qualora acquisiti, i dati recuperati dalla selezione di stazioni BB più vicine all'area di studio concorrono ad integrare le registrazioni della

Rete Ravedis; analogamente viene fatto per i dati delle stazioni a corto periodo che risultano però già piccati dall'operatore per la realizzazione del bollettino. Per facilitare l'identificazione degli arrivi delle fasi *P* ed *S*, le forme d'onda delle stazioni BB sono state sistematicamente filtrate, avvalendosi di programmi del codice SAC.

La successiva analisi e picking delle forme d'onda viene gestita da un'insieme modulare di routine sviluppate al CRS, che va sotto il nome di Pickserver. Il Pickserver costruisce la struttura dati del progetto, distinguendo le finestre estratte all'interno di un albero di directory che si sviluppa in 4 livelli: anno, mese, giorno, ora-minuto-secondo-durata della finestra. Le sue routine consentono un facile accesso via browser alle finestre dati estratte ed una loro visualizzazione in seno all'applet java SeisGram2K (Lomax, 2008, Fig. 3.2).



**Fig. 3.2** Interfaccia browser del software java SeisGram2K. L'evento rappresentato è il terremoto di Claut del 26 febbraio 2007 alle 05:50:46 UTC.

Il programma offre diversi strumenti di analisi delle forme d'onda, tra cui la scomposizione dei segnali registrati ai canali orizzontali lungo due qualsiasi direzioni ortogonali, facilitando in questo modo l'individuazione degli arrivi *S*. Altre routine del Pickserver si occupano della gestione delle letture. Queste sono scritte in file distinti all'interno della directory relativa al particolare evento. I singoli file delle letture possono essere infine recuperati in un file unico, nel formato utilizzato dal programma di localizzazione HYPO71.

L'effettiva identificazione degli eventi sismici è stata quindi realizzata attraverso l'analisi manuale delle forme d'onda. Nei segnali estratti in modo automatico, gli eventi di interesse sono stati riconosciuti e separati dal rumore. Si possono inoltre distinguere eventi sismici lontani ed esplosioni locali (legate in parte ad attività di cava). La distanza degli eventi sismici riconosciuti è valutata sulla base della differenza tra gli arrivi *S* e *P* alle stazioni: per valori superiori a 10 s (circa 80 km in distanza) l'evento è considerato lontano e non vengono effettuate le letture. Per quanto riguarda invece le esplosioni, le sorgenti sono due, di cui una identificata mentre l'altra solo ipotizzata. La sorgente riconosciuta è in relazione all'attività di coltivazione della cava di Monte San Lorenzo, gestita dalla Cementizillo S.P.A. Le esplosioni per l'abbattimento dei fronti di cava trovano infatti parziale riscontro nelle registrazioni della rete, in particolare alla stazione JOUF dove, data la minore distanza, il rapporto segnale-rumore risulta migliore. Una sufficiente accuratezza nella lettura degli arrivi è possibile solo nelle registrazioni di questa stazione, cosa che rende impossibile l'utilizzo di metodi di localizzazione computazionali. Le esplosioni di cava, individuate nei sismogrammi sulla base della particolare forma del sismogramma, della polarità positiva del primo arrivo, della maggiore vicinanza a JOUF (attenuazione,  $\Delta T_{S-P}$ , prima stazione triggerata) e dell'orario in cui si verificano (principalmente tra le 11:00 e le 12:00 locali), sono state confermate dalla Cementizillo, che ha gentilmente reso disponibili le principali informazioni sui brillamenti delle volate. La quantità di esplosivo utilizzato, variabile circa da 350 a 600 kg, non risulta invece determinante nell'identificazione automatica delle esplosioni. Al di là della distribuzione nello spazio delle eterogeneità crostali che influenzano il percorso dei raggi e la loro attenuazione, il punto di esplosione non è unico e il numero di detonatori varia circa tra 100 e 150. La frammentazione della sorgente nello spazio e nel tempo (micro-ritardi) produce pattern d'interferenza delle onde che sono funzione delle posizioni relative e assolute delle sorgenti medesime.

Determinante per il riconoscimento delle esplosioni pare essere dunque non tanto il quantitativo di esplosivo utilizzato, quanto invece i fenomeni di interferenza che hanno luogo nella propagazione dei treni d'onda dalle molteplici sorgenti che partecipano alla singola volata.

L'altra sorgente, solo ipotizzata, è invece legata ad attività di natura militare. I segnali sono brevi, ripetuti e si esauriscono in pochi minuti; presentano polarità positiva del primo impulso e consentono la lettura di un numero di fasi sufficiente per una localizzazione con metodi computazionali. Le localizzazioni effettuate, anche da stazione singola, evidenziano un'area sorgente in corrispondenza della regione compresa tra i greti dei fiumi Cellina e Meduna, notoriamente sede di poligoni militari adibiti all'esercitazione dell'artiglieria pesante nazionale e dell'aviazione degli Stati Uniti d'America.

In fase di integrazione del dataset di forme d'onda con le registrazioni delle stazioni BB si sono dovuti approfondire diversi aspetti sul funzionamento del Pickserver, allo scopo di garantire la corretta gestione delle letture già effettuate sulle stazioni Ravedis. Inoltre la possibilità di un confronto tra le letture delle stazioni MPR2 (stazione BB, registrazione in continuo) e MPRI (stazione SP, registrazione a trigger), riferite alla medesima posizione presso il sito di Monte Prat, ha permesso l'individuazione di un errore sistematico tra le letture alle due stazioni, non riferibile ad errori di picking. Il sistematico ritardo di circa 0.3 s sull'arrivo delle fasi  $P$  è stato attribuito al particolare sistema di acquisizione adottato alla stazione BB. Questo prevede infatti la necessità di applicare in fase di configurazione dell'acquisitore una semplice correzione, funzione della sua frequenza di campionamento (100 Hz) e pari in questo caso a  $\Delta t = -0.286 s$ . L'errore è stato quindi corretto, anticipando del valore previsto tutte le letture effettuate alla stazione MPR2 e riportando così la differenza tra le letture entro un'accettabile soglia d'errore di pochi millesimi di secondo.

### **3.4 Controlli delle letture**

L'analisi delle letture ottenute dal picking delle forme d'onda è stato controllato con l'ausilio del diagramma di Wadati. Questo strumento di analisi fonda la sua validità esclusivamente sulle caratteristiche di omogeneità e isotropia del rapporto  $V_P/V_S$

nell'ambito del sistema definito dai raggi che collegano sorgenti (terremoti) e ricevitori. Quindi anche un sistema altamente complesso sia per geometrie che proprietà dei materiali, può restituire utili informazioni con l'utilizzo del diagramma di Wadati. A patto però che sia verificata la condizione sul rapporto  $V_P/V_S$ , ovvero che i raggi  $P$  ed  $S$  percorrano il medesimo tragitto per ogni coppia sorgente-ricevitore. Nelle situazioni reali si riscontra comunque una buona approssimazione di questa condizione teorica. E in effetti la procedura di Wadati viene correntemente applicata alle situazioni reali.

### 3.4.1 Il metodo di Wadati

Il diagramma di Wadati è una rappresentazione sul piano cartesiano  $T_P X T_S - T_P$  dei tempi di arrivo delle fasi relative ad un singolo evento. Un punto nel diagramma è definito dal tempo di arrivo della fase  $P$  e dalla differenza tra i tempi di arrivo delle fasi  $S$  e  $P$ . Nel caso teorico, in relazione tanto al sistema indagato quanto alla precisa identificazione degli arrivi - nella realtà, come ogni misura, anche la lettura delle fasi è affetta da errore -, il diagramma consente di ottenere il tempo origine dell'evento ( $T_0$ ) e il rapporto  $V_P/V_S$  (Havskov *et al.*, 2002).

I tempi che i raggi  $P$  ed  $S$  impiegano a percorrere il tragitto che separa la sorgente dai ricevitori sono funzione delle velocità medie ( $\bar{V}_P, \bar{V}_S$ ), calcolate lungo il percorso. Nell'ipotesi che il percorso dei due raggi sia unico, vale la seguente relazione:

$$\bar{V}_P \cdot (T_P - T_0) = \bar{V}_S \cdot (T_S - T_0) \quad (1.1)$$

e detta  $\Delta T_{S-P}$  la differenza tra gli arrivi  $S$  e  $P$ ,

$$\bar{V}_P \cdot (T_P - T_0) = \bar{V}_S \cdot (T_P + \Delta T_{S-P} - T_0) \quad (1.2)$$

da cui si ottiene:

$$\Delta T_{S-P} = \left( \frac{V_P}{V_S} - 1 \right) \cdot (T_P - T_0) \quad (1.3)$$

dove, considerata l'unicità del percorso, alle velocità medie dei due raggi sono state sostituite le velocità puntuali.

Nel caso teorico, l'equazione (1.3) rappresenta una retta nel piano  $T_P X T_S - T_P$ , da cui si ricavano facilmente il rapporto tra le velocità e il tempo origine dell'evento.

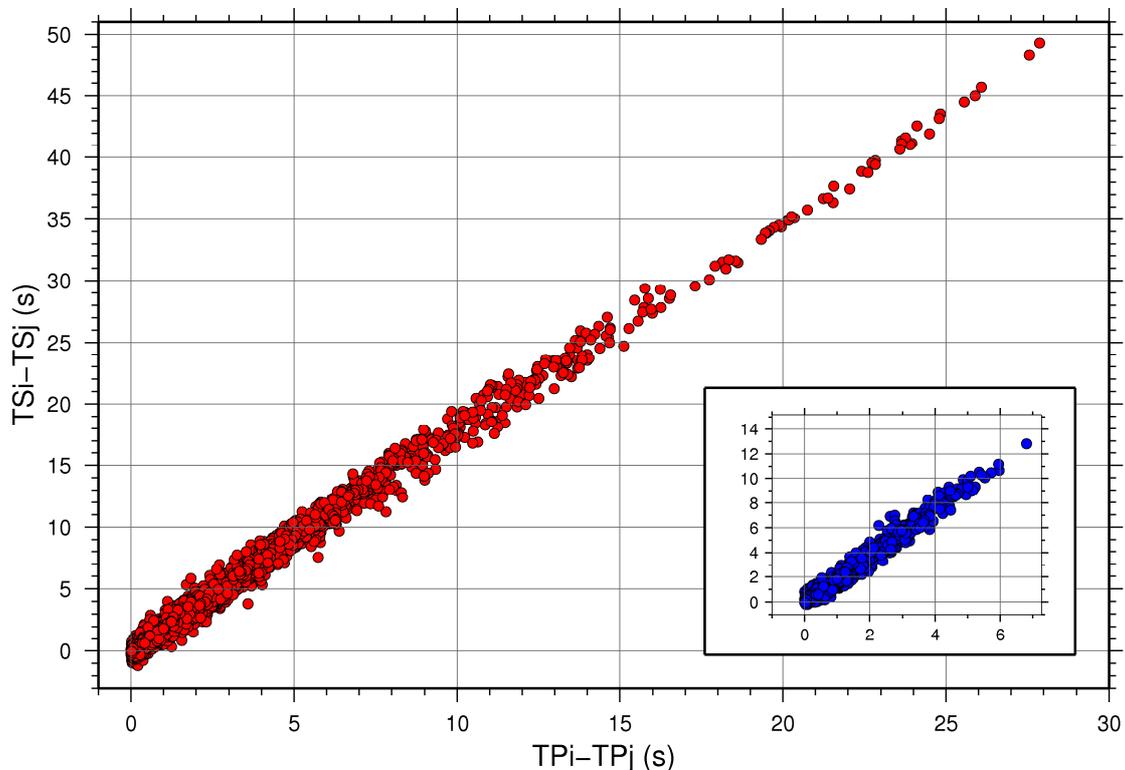
Nella situazione reale il rapporto  $V_P/V_S$  è però variabile. Di conseguenza, per raggiungere una medesima stazione, il tragitto percorso da un raggio  $P$  è diverso rispetto a quello percorso da un raggio  $S$ , e l'uguaglianza (1.1) non è più soddisfatta, pur rimanendo generalmente una buona approssimazione. In una configurazione a strati piani paralleli e internamente omogenei, la condizione di  $V_P/V_S$  costante risulta nella sovrapposizione dei raggi  $P$  ed  $S$  che collegano sorgente e stazione. La diminuzione del rapporto  $V_P/V_S$  con la profondità, a parità di valori di  $V_P$ , si traduce in un aumento di  $V_S$ , ovvero in un aumento dell'angolo sotto cui il raggio  $S$  lascia la sorgente rispetto alla verticale (la regione campionata dal raggio si allontana dalla retta congiungente sorgente e ricevitore). In questo modo aumentano sia il percorso che la velocità media associata al raggio, con la conseguenza che il tempo di percorrenza del raggio  $S$  non subisce importanti variazioni rispetto alla situazione di  $V_P/V_S$  costante.

Un caso particolare, in cui l'errore conseguente alle variazioni di  $V_P/V_S$  non è trascurabile, è collegato all'utilizzo di stringhe di sensori in pozzo, adottate ad esempio per lo studio della microsismicità indotta in seguito ad emungimento o immissione di fluidi nel sottosuolo. In questa particolare configurazione, immaginando al solito una struttura di velocità a strati piani paralleli con  $V_P/V_S$  variabile da strato a strato, i raggi che collegano sorgente e stazioni si sviluppano su percorsi che campionano differenzialmente la struttura di velocità, e amplificano in questo modo la variabilità dei tempi di arrivo osservati rispetto all'ipotesi di  $V_P/V_S$  costante. Ad esempio solo il sensore contenuto nello strato della sorgente è raggiunto da un raggio a  $V_P/V_S$  costante, mentre i sensori posti verso la superficie risentono di rapporti  $V_P/V_S$  che possono variare sensibilmente con la profondità. Il risultato è un'amplificazione della variabilità del rapporto  $\bar{V}_P/\bar{V}_S$  medio che, in termini di Wadati, si traduce in una maggiore dispersione dei punti rispetto all'allineamento teorico.

A parte questo caso particolare però, l'applicazione del metodo di Wadati è giustificata anche nelle situazioni reali, in modo particolare per eventi "locali" (Havskov *et al.*, 2002). Tuttavia, a causa di variazioni del rapporto  $V_P/V_S$  e di errori nel picking, la retta viene di norma identificata mediante l'interpolazione lineare sui punti individuati.

### 3.4.2 Il diagramma di Wadati modificato

Il diagramma di Wadati è particolarmente utile per identificare errori nelle letture e può restituire una buona stima del rapporto  $V_P/V_S$  e del tempo origine. In realtà, per la stima di tale rapporto, non riferita al particolare evento ma all'intera area indagata, si è preferito sostituire il diagramma di Wadati tradizionalmente utilizzato con una sua versione modificata, capace di sintetizzare le informazioni  $V_P/V_S$  da tutti gli eventi registrati in un diagramma unico, a scapito, evidentemente, dell'informazione sul tempo origine. Nel tradizionale diagramma di Wadati ogni possibile coppia di punti contiene le informazioni sui valori  $\Delta T_P$  e  $\Delta T_S$ . La differenza tra i tempi  $P$  è molto semplicemente la differenza di ascissa, mentre si può rapidamente verificare che la differenza tra i tempi  $S$  si ottiene dalla differenza di ordinata aumentata della differenza di ascissa. Evento per evento, le informazioni di tutte le possibili coppie di punti nei diagrammi di Wadati tradizionali vengono quindi condensate nel piano  $\Delta T_P \times \Delta T_S$ .

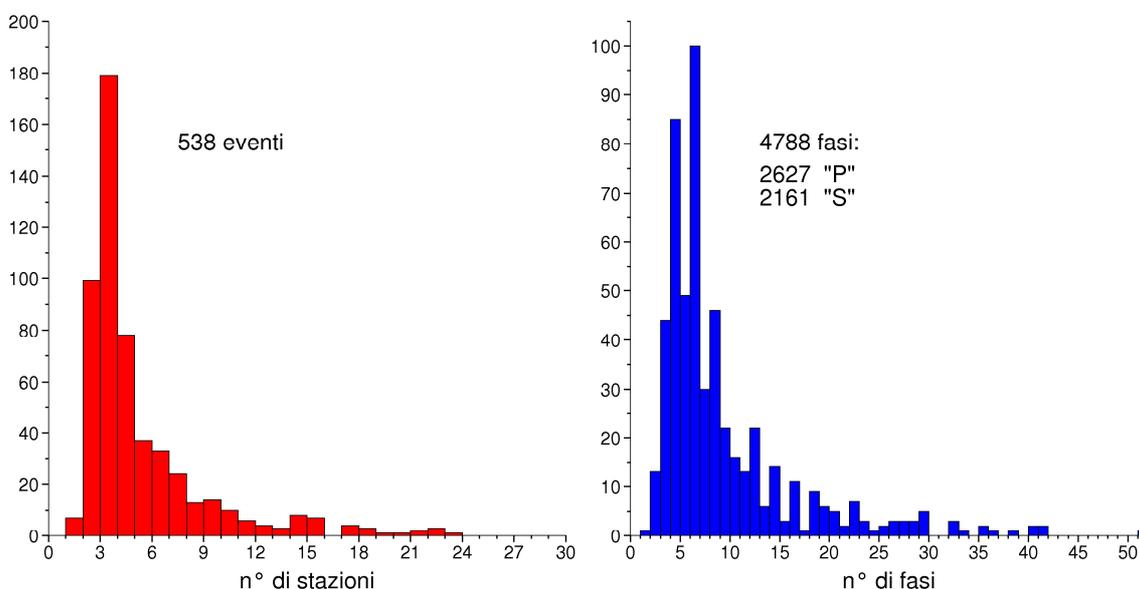


**Fig. 3.3** Diagramma di Wadati modificato relativo al dataset definitivo di eventi individuati dalla Rete Ravedis, integrato con gli eventi delle stazioni a corto periodo e a banda larga. Il riquadro rappresenta alla stessa scala il dataset di eventi per i quali è stato specificatamente analizzato il segnale e piccate le fasi in questo studio (stazioni della Rete Ravedis e stazioni a banda larga).

L'interpolazione lineare dei punti così individuati restituisce una retta con intercetta tendente allo zero e coefficiente angolare pari al rapporto  $V_P/V_S$  medio della regione campionata dai raggi.

Il diagramma di Wadati applicato al dataset di letture effettuate non ha evidenziato particolari errori tranne che per un paio di occasioni, in cui alla lettura delle code avevo erroneamente associato un arrivo *S*. Il picking degli eventi rappresentati nel diagramma come outlier rispetto al trend principale è stato rivisto per verificarne la correttezza. In questa fase di controllo è emersa anche la lettura delle fasi di un evento distante, riconoscibile da una maggiore dispersione dei punti e dal valore inferiore dell'ordinata rispetto all'atteso. Infine è stato costruito il diagramma di Wadati definitivo per l'intero dataset di eventi identificati dalla rete Ravedis (Fig. 3.3).

Dalle 1824 finestre di segnale identificate in modo automatico tramite gli algoritmi di trigger e di associazione sono stati riconosciuti 538 eventi sismici con  $\Delta T_{S-P}$  inferiore a circa 10 s, 79 esplosioni di cava e 201 eventi di attività esplosiva di altra natura (probabilmente militare). Il numero delle fasi lette è così ripartito: 2627 fasi *P*; 2161 fasi *S* e 2434 *code*. La figura 3.4 illustra il dataset in termini di stazioni triggerate e fasi *P* ed *S* riconosciute.



**Fig. 3.4** Rappresentazione mediante istogrammi di frequenza della distribuzione degli eventi identificati dalla Rete Ravedis nel periodo febbraio 2006 – giugno 2008 rispetto a: (a) il numero di stazioni triggerate; (b) il numero di fasi *P* ed *S* riconosciute.

# CAPITOLO IV

## METODI DI LOCALIZZAZIONE

### 4.1 Introduzione

La localizzazione precisa di un terremoto è uno dei compiti più importanti affidati al sismologo. I parametri di modello che la definiscono sono l'ipocentro  $(x_0, y_0, z_0)$  e l'istante in cui la rottura inizia ( $t_0$ ). Questa avviene in realtà lungo una superficie estesa, propagandosi per centinaia di chilometri nel caso dei terremoti più forti. La velocità di propagazione della rottura (circa 3 km/s) è inferiore alla velocità di entrambi i fronti d'onda  $P$  ed  $S$  e di conseguenza i loro arrivi identificati sul sismogramma provengono necessariamente dal punto di inizio della rottura (Havskov *et al.*, 2002).

Il problema della localizzazione è un tipico esempio di problema inverso (Stein e Wysession, 2003b; Tarantola, 2005). Data una sequenza di eventi è facile predirne il risultato; non altrettanto semplice è il percorso inverso, ricostruire cioè la catena di eventi che ha prodotto quel risultato dalla semplice osservazione del risultato stesso. Il sismogramma è ciò che noi osserviamo del terremoto; ma non conosciamo né la posizione della sorgente, né il tragitto percorso dai raggi per raggiungere il ricevitore e il tempo impiegato a percorrerlo. Nel problema inverso si assume di conoscere la fisica del processo di propagazione e si utilizzano le osservazioni per stimare il modello più consistente con i dati. A causa degli errori nelle osservazioni, delle semplificazioni che si adottano per la modellazione dei processi e soprattutto a causa del carattere parziale dell'informazione disponibile, l'inversione non conduce però ad una soluzione unica, esatta e corretta in senso deterministico del problema considerato. I metodi di inversione sfruttano sia tecniche matematiche per restituire il modello migliore direttamente dalle osservazioni, che tecniche di "trial and error" basate sulla ricerca del modello migliore attraverso la soluzione ripetuta del problema diretto. Questa seconda tecnica di inversione è ad esempio adottata dagli algoritmi genetici, che saranno utilizzati per la definizione della struttura di velocità (capitolo V).

Dai primi metodi di localizzazione manuale, con l'utilizzo di una o più stazioni, si è passati a metodi computazionali, via via sempre più avanzati. Gli approcci sono basati sia su tecniche iterative che di ricerca su griglia. Nei prossimi paragrafi verrà illustrata la tecnica tradizionalmente più utilizzata negli algoritmi di localizzazione e adottata, tra gli altri, dal programma Hypoellipse. Successivamente descriverò, senza entrare nei dettagli, l'approccio probabilistico di NonLinLoc, che implementa invece diversi algoritmi di ricerca su griglia.

## 4.2 Metodo di Geiger

Il metodo di localizzazione più usato ai nostri giorni è stato introdotto da Ludwig Geiger nel 1910 (Knapmeyer, 2008). È basato sull'idea che, dato un modello iniziale di ipocentro ( $\mathbf{m}_0$ ), questo venga iterativamente aggiornato in accordo al quadrato del misfit dei dati e al gradiente della funzione di misfit stessa, approssimata linearmente in un intorno dello spazio dei modelli, inizialmente centrato in  $\mathbf{m}_0$ .

Immaginiamo che la rottura abbia inizio al tempo incognito  $t$ , nel punto incognito  $\mathbf{x} = (x, y, z)$ , noto come fuoco o ipocentro del terremoto. Questi quattro parametri costituiscono il modello ipocentrale rappresentato dal vettore  $\mathbf{m}$ . Le  $n$  stazioni riceventi hanno coordinate  $\mathbf{x}_i = (x_i, y_i, z_i)$  e rilevano gli arrivi dei fronti d'onda  $P$  ed  $S$  ai tempi  $d'_i = t + T(\mathbf{x}, \mathbf{x}_i)$ , dove  $T(\mathbf{x}, \mathbf{x}_i)$  rappresenta il tempo di percorrenza del raggio dalla sorgente al ricevitore. Se il processo di propagazione dei raggi sismici e la struttura attraverso cui questi si propagano sono noti, dato un modello iniziale  $\mathbf{m}_0$ , possiamo calcolare i tempi di arrivo teorici alle stazioni  $d_i$ . Questo è un problema diretto ed è descritto dalla seguente relazione:

$$d_i = f(\mathbf{m}) \tag{4.1}$$

dove  $f$  è l'operatore *non lineare* che agisce sul modello per restituire i tempi teorici. Inevitabilmente, i tempi calcolati sulla base del modello iniziale evidenziano uno scarto dai tempi osservati, salvo casi particolarmente fortunati. È pertanto necessario individuare le variazioni al modello iniziale  $\Delta\mathbf{m}$  che rendano i valori predetti il più

vicini possibile ai valori osservati. La funzione (4.1) viene linearizzata nell'intorno del modello iniziale ricorrendo all'espansione in serie di Taylor:

$$d_i \approx d_i^0 + \left. \frac{\partial d_i}{\partial \mathbf{m}} \right|_{\mathbf{m}_0} \cdot \Delta \mathbf{m} \quad (4.2)$$

Il tempo di arrivo calcolato per un modello vicino al modello iniziale è la somma del tempo di arrivo calcolato nel modello iniziale e dell'incremento calcolato sulla funzione lineare che approssima la funzione reale nell'intorno di  $\mathbf{m}_0$ . Pertanto la differenza tra il tempo osservato e il tempo calcolato è pari a:

$$d_i' - d_i = \Delta d_i \approx d_i' - \left( d_i^0 + \sum_j \left. \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \right|_{\mathbf{m}_0} \cdot \Delta m_j \right) \quad (4.3)$$

dove il vettore  $\Delta \mathbf{m}$  è scritto in termini delle sue componenti. La condizione sul residuo nullo tra osservato e calcolato ( $\Delta d_i = 0$ ) si traduce nella seguente:

$$\Delta d_i^0 \equiv d_i' - d_i^0 \approx \sum_j \left. \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \right|_{\mathbf{m}_0} \cdot \Delta m_j \quad (4.4)$$

dove  $\Delta d_i^0$  è la differenza tra i tempi di arrivo osservato e predetto nel modello iniziale.

Per semplicità possiamo riscrivere la matrice delle derivate parziali nel modo seguente:

$$\left. \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \right|_{\mathbf{m}_0} = G_{ij} \quad (4.5)$$

La (4.4) diventa:

$$\Delta d_i^0 = \sum_j G_{ij} \Delta m_j \quad (4.6)$$

oppure in termini matriciali:

$$\Delta \mathbf{d}^0 = \mathbf{G} \cdot \Delta \mathbf{m} \quad (4.7)$$

Il sistema di equazioni rappresentato dalla (4.7) comprende i seguenti tre termini:

1.  $\Delta \mathbf{d}^0$  è il vettore (matrice  $i \times I$ ) dei residui alle  $i$ -esime stazioni tra i tempi osservati e calcolati nel modello iniziale;
2.  $\mathbf{G}$  è la matrice  $i \times j$  delle derivate parziali, calcolate nel modello iniziale, della funzione che traduce i parametri del modello nei tempi teorici alle stazioni. La dimensione  $i$  rappresenta il numero di osservazioni,  $j$  il numero di parametri del modello (4);
3.  $\Delta \mathbf{m}$  è il vettore incognito (matrice  $j \times I$ ) delle variazioni dei parametri di modello rispetto al modello iniziale.

Il problema inverso è stato ridotto alla risoluzione di un sistema di equazioni lineari. La soluzione del sistema lineare è il vettore  $\Delta \mathbf{m}$  che sposta il modello iniziale in un punto nello spazio 4D più vicino alla vera sorgente. I residui calcolati risolvendo nuovamente il problema diretto ( $\Delta \mathbf{d}^0$ ) risultano probabilmente minori rispetto ai residui calcolati nel modello iniziale. L'inversione riprende quindi con la soluzione di un nuovo sistema di equazioni del tipo (4.7), con un diverso vettore dei residui e una diversa matrice delle derivate parziali (visto che cambia il punto dello spazio dei modelli in cui queste vengono calcolate). Il processo iterativo che vede la soluzione alternata del problema diretto (incognita  $\Delta \mathbf{d}^0$ ) e del problema inverso (incognita  $\Delta \mathbf{m}$ ) continua fino a quando le differenze tra due successive variazioni di modello diventano trascurabili.

In realtà, una complicazione comune è che spesso il sistema risulta sovradeterminato, ovvero le osservazioni disponibili sono in numero maggiore rispetto ai parametri del modello. In questo caso  $\mathbf{G}$  non è una matrice quadrata e non è possibile calcolare la sua inversa  $\mathbf{G}^{-1}$  per risolvere la (4.7):

$$\mathbf{G}^{-1} \Delta \mathbf{d}^0 = \mathbf{G}^{-1} \mathbf{G} \cdot \Delta \mathbf{m} = \Delta \mathbf{m} \quad (4.8)$$

Inoltre le equazioni lineari che compongono il sistema sono tra loro inconsistenti a

causa di errori sia di misura (errori di lettura degli arrivi, di identificazione corretta delle fasi, di clock alle stazioni) che di errori impliciti nella parametrizzazione semplificata della struttura di velocità. Il cuore del processo di inversione consiste dunque nella soluzione di sistemi sovradeterminati di equazioni lineari inconsistenti. Gli errori relativi alle osservazioni sono definiti in fase di lettura delle forme d'onda. A questi errori viene attribuito un carattere statistico: vengono di fatto considerati come la varianza delle misure effettuate sulle forme d'onda ( $\sigma_i^2$ ). La somma delle differenze tra i tempi osservati e predetti (4.3), normalizzata rispetto alla varianza delle osservazioni, viene tradotta nella seguente funzione di misfit:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma_i^2} \left( \Delta d_i^0 - \sum_j G_{ij} \Delta m_j \right)^2 \quad (4.9)$$

Questa funzione condensa in un valore unico il livello di consistenza tra le osservazioni e i tempi calcolati sulla base del modello. I dati affetti da maggiore incertezza e caratterizzati pertanto dai più alti valori di varianza contribuiscono meno al valore del misfit. Inoltre, se globalmente la varianza dei dati è elevata, l'inversione non può restituire una soluzione robusta: il misfit si mantiene piccolo indipendentemente dalla variazione del modello ( $\Delta \mathbf{m}$ ); in altre parole la corrispondente varianza del modello risulta elevata. Viceversa, se globalmente la varianza dei dati è piccola, anche modeste variazioni dei parametri di modello possono contribuire ad una sensibile variazione del misfit; la relativa varianza del modello risulta piccola in questo caso. La tecnica ai minimi quadrati, applicata alla minimizzazione della funzione di misfit, si traduce nel calcolo delle derivate parziali rispetto alle variazioni del modello. I parametri di modello ( $m_j$ ) sono indipendenti e pertanto la variazione di un parametro non influenza la variazione degli altri:

$$\frac{\partial m_j}{\partial m_k} = \delta_{jk} \quad (4.10)$$

Le derivate parziali della funzione di misfit sono:

$$\frac{\partial \chi^2}{\partial m_k} = 0 = 2 \cdot \sum_i \frac{1}{\sigma_i^2} \left( \Delta d_i^0 - \sum_j G_{ij} \Delta m_j \right) \cdot G_{ik} \quad (4.11)$$

ovvero:

$$\sum_i \frac{1}{\sigma_i^2} \Delta d_i^0 G_{ik} = \sum_i \frac{1}{\sigma_i^2} \left( \sum_j G_{ij} \Delta m_j \right) G_{ik} \quad (4.12)$$

che in forma matriciale diventa:

$$\mathbf{G}^T \mathbf{W}_d \Delta \mathbf{d}^0 = \mathbf{G}^T \mathbf{W}_d \mathbf{G} \cdot \Delta \mathbf{m} \quad (4.13)$$

dove  $\mathbf{W}_d$  è l'inversa della matrice di varianza-covarianza dei dati ( $\boldsymbol{\sigma}_d^2$ , 4.20) nel caso in cui questa sia diagonale e gli errori sulle osservazioni siano distinti (si assume che gli errori delle diverse osservazioni non siano correlati):

$$\mathbf{W}_d = \frac{\delta_{ij}}{\sigma_{d_{ij}}^2} \quad (4.14)$$

In questo modo, il sistema è stato ridotto in una forma molto più vantaggiosa:  $\mathbf{G}^T \mathbf{W}_d \mathbf{G}$  è infatti una matrice quadrata e come tale può essere invertita (a meno che il suo determinante non sia zero, ovvero che la matrice non sia singolare). Ottengo così la soluzione ai minimi quadrati ad un sistema di equazioni che non può essere risolto in maniera esatta:

$$\Delta \mathbf{m} = \left( \mathbf{G}^T \mathbf{W}_d \mathbf{G} \right)^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{W}_d \Delta \mathbf{d}^0 \quad (4.15)$$

Ponendo  $\mathbf{G}^{-g} = \left( \mathbf{G}^T \mathbf{W}_d \mathbf{G} \right)^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{W}_d$ , la (4.15) si semplifica in:

$$\Delta \mathbf{m} = \mathbf{G}^{-g} \Delta \mathbf{d}^0 \quad (4.16).$$

### 4.2.1 Stima degli errori

Un parametro che restituisce il livello di consistenza dei dati con il modello trovato è l'RMS. Rappresenta una media dei residui delle osservazioni alle stazioni ed è generalmente definito:

$$RMS = \left( \frac{\sum_{i=1}^N (\Delta d_i)^2}{N} \right)^{1/2} \quad (4.17)$$

Un piccolo valore dell'RMS non va però confuso con la reale accuratezza e precisione dei parametri di modello individuati. Il suo significato si limita esclusivamente alla descrizione della consistenza tra le osservazioni e i dati osservati, che dipende dagli errori di lettura, dall'errata interpretazione delle fasi e dalle caratteristiche della struttura di velocità non modellate nella semplificazione adottata. Il suo valore dipende inoltre dal numero di osservazioni, con una consistenza generalmente maggiore nel caso di un dataset povero. Nel caso di una localizzazione con quattro osservazioni il sistema di equazioni per la minimizzazione del misfit risulta determinato col risultato di ottenere un RMS nullo o comunque molto piccolo, al di là della reale incertezza sui dati. Anche quando gli errori sulle misure sono utilizzati per pesare i residui, come avviene ad esempio in Hypoellipse, il calcolo dell'RMS sulla localizzazione migliore non è sufficiente a restituire una vera stima degli errori dei parametri di modello.

Nel precedente paragrafo ho indicato come sia possibile interpretare il passaggio dagli errori che affliggono i dati alle incertezze sul modello. Assumendo che la distribuzione degli errori sia di tipo gaussiano, possiamo utilizzare la varianza come estimatore dell'errore medio dei dati. In altre parole ipotizziamo una serie infinita di misure  $d_i^{(k)}$  (il  $k$ -esimo campione della misura  $i$ -esima), la cui distribuzione è descritta dal valore medio (in questi termini, poiché la misura effettuata viene considerata come il valore medio di una distribuzione di ipotetiche misure, deviazione standard ed errore standard coincidono):

$$d_i' = \bar{d}_i = \lim_{K \rightarrow \infty} \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K d_i^{(k)} \quad (4.18)$$

e dalla varianza:

$$\sigma_i^2 = \lim_{K \rightarrow \infty} \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K (d_i^{(k)} - \bar{d}_i)^2 \quad (4.19)$$

La varianza dei dati compare nella definizione della funzione di misfit (4.9), dove descrive i pesi attribuiti alle singole osservazioni. Per valutare le incertezze del modello definiamo ora la matrice di varianza-covarianza dei dati:

$$\sigma_d^2 = \sigma_{d_{ij}}^2 = \lim_{K \rightarrow \infty} \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K (d_i^{(k)} - \bar{d}_i)(d_j^{(k)} - \bar{d}_j) \quad (4.20)$$

I termini diagonali rappresentano la varianza dei dati, mentre i termini esterni alla diagonale principale rappresentano la covarianza e descrivono il livello di relazione esistente negli errori tra le diverse coppie di osservazioni. Gli errori sulle osservazioni possono infatti essere: non correlati, correlati o anticorrelati. La matrice di varianza-covarianza è dunque una matrice quadrata, simmetrica e, nell'ipotesi che gli errori sulle osservazioni non siano correlati, diagonale. Pur assumendo che gli errori delle misure siano non correlati, i termini non diagonali della matrice di varianza-covarianza del modello possono esibire relazioni fra gli errori, dovute ad esempio a variazioni laterali di velocità non modellate, che producono sistematici ritardi a certe stazioni e sistematici anticipi ad altre. Vediamo ora brevemente le relazioni tra le matrici di varianza-covarianza dei dati e del modello. La matrice di varianza-covarianza del modello può essere riscritta, utilizzando l'equazione (4.20), in funzione della matrice di varianza-covarianza delle osservazioni:

$$\begin{aligned}
\sigma_m^2 = \sigma_{m_{ij}}^2 &= \lim_{K \rightarrow \infty} \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K (\Delta m_i^{(k)} - \Delta \bar{m}_i) \cdot (\Delta m_j^{(k)} - \Delta \bar{m}_j) \\
&= \lim_{K \rightarrow \infty} \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K \left( \sum_p G_{ip}^{-g} (d_p^{(k)} - \bar{d}_p) \right) \cdot \left( \sum_s G_{js}^{-g} (d_s^{(k)} - \bar{d}_s) \right) \\
&= \sum_p G_{ip}^{-g} \sum_s G_{js}^{-g} \left( \lim_{K \rightarrow \infty} \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K (d_p^{(k)} - \bar{d}_p) \cdot (d_s^{(k)} - \bar{d}_s) \right) \\
&= \sum_p G_{ip}^{-g} \sum_s G_{js}^{-g} \sigma_{d_{ps}}^2
\end{aligned} \tag{4.21}$$

dove  $p$  ed  $s$  rappresentano la  $p$ -esima ed  $s$ -esima osservazione, mentre  $\sigma_{d_{ps}}^2$  è l'elemento della matrice di varianza-covarianza dei dati che occupa la riga  $p$ -esima e la colonna  $s$ -esima. In termini matriciale la (4.21) diventa:

$$\sigma_m^2 = \mathbf{G}^{-g} \sigma_d^2 (\mathbf{G}^{-g})^T \tag{4.22}$$

Nel caso in cui le osservazioni siano affette da errori distinti e tra loro indipendenti, ovvero che la matrice  $\sigma_d^2$  sia diagonale e con i termini diagonali tra loro diversi, l'equazione (4.22) diventa:

$$\sigma_m^2 = (\mathbf{G}^T \mathbf{W}_d \mathbf{G})^{-1} \tag{4.23}$$

dove  $\mathbf{W}_d$  è l'inversa della matrice  $\sigma_d^2$  (4.14).

Nelle situazioni in cui non sia disponibile, la varianza dei dati può essere stimata dai residui del modello migliore. In questi casi il valore è unico per tutte le osservazioni relative all'evento:

$$\sigma^2 \approx \frac{1}{n-k} \sum_{i=1}^n (d_i' - d_i)^2 \tag{4.24}$$

Il denominatore rappresenta il numero di gradi di libertà dei dati:  $n$  è il numero di osservazioni e  $k$  è il numero di parametri calcolati dai dati (4). La scelta di dividere per

il numero di gradi di libertà dei dati anziché per il numero di dati è motivata dalla necessità di compensare l'utilizzo di un modello ottenuto dai dati per il calcolo dei residui.

La matrice di varianza-covarianza del modello restituisce quindi la deviazione standard dei parametri di modello (tempo origine ed ipocentro). Poiché la matrice è simmetrica possiamo ottenere l'equivalente matrice diagonale da una semplice rotazione degli assi. In questo modo definiamo dimensioni e orientazione dell'ellissoide d'errore. I termini diagonali della matrice  $\sigma_m^2$  individuano le dimensioni dell'ellissoide; i termini non diagonali la sua orientazione nello spazio (Havskov *et al.*, 2002).

L'ellissoide di errore di un evento comprende anche gli errori sistematici dovuti alla geometria della rete di stazioni usate per individuarlo. Una rete allungata procura ad esempio un errore di localizzazione sistematicamente maggiore nella direzione perpendicolare all'allungamento. Ipotizziamo un sistema di riferimento ortogonale  $xy$  e una rete di stazioni allungata nella direzione  $y$ . Consideriamo le derivate parziali del tempo di percorrenza dei raggi  $T$  nelle due direzioni  $y$  e  $x$ , per un evento che avvenga ad una distanza lungo  $x$  piccola rispetto all'allungamento della rete. Evidentemente risulta:

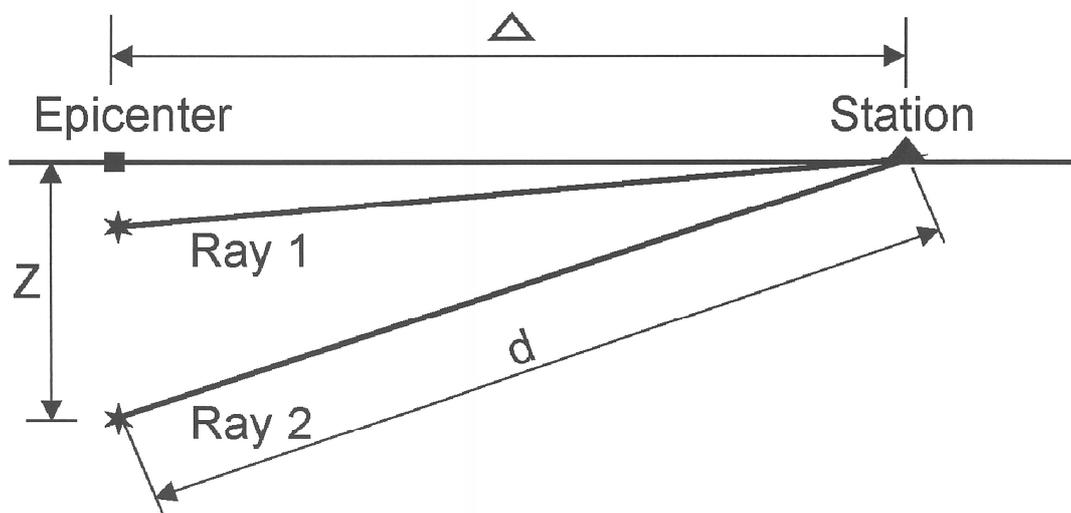
$$\frac{\partial T}{\partial x} < \frac{\partial T}{\partial y} \quad (4.25)$$

Dalla (4.25) si osserva che ad una medesima variazione del modello in direzione  $x$  o  $y$  corrispondono variazioni del tempo di percorrenza maggiori per lo spostamento lungo  $y$  che lungo  $x$ . In altre parole, il tempo di percorrenza non subisce sensibili modifiche per uno spostamento del modello lungo  $x$ ; e tale direzione appare pertanto la meno vincolata. Alla stessa osservazione si giunge anche con considerazioni geometriche sulle superfici sub-sferiche centrate sulle diverse stazioni registranti e individuate come luogo dei punti per cui la differenza tra gli arrivi  $S$  e  $P$  identificata è costante. L'eventuale disponibilità di informazioni di backazimuth  $\varphi$  (direzione della sorgente rispetto alla stazione) per le stazioni agli estremi opposti della rete, ridurrebbe l'incertezza nella direzione  $x$ . Infatti in questo caso:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial x} > \frac{\partial \varphi}{\partial y} \cong 0 \quad (4.26)$$

e di conseguenza un'incertezza sul backazimuth affligge maggiormente l'errore nella direzione  $y$ .

La profondità ipocentrale è il parametro più difficile da determinare. La derivata del tempo di percorrenza rispetto alla profondità varia infatti debolmente, a meno che l'epicentro non sia molto vicino alla stazione. In altre parole, la profondità può subire notevoli modifiche senza che a ciò corrisponda una sensibile variazione del tempo osservato (Fig. 4.1).



**Fig. 4.1** Rappresentazione schematica del *trade-off* tra profondità e distanza nella determinazione della profondità ipocentrale (da Havskov *et al.*, 2002).

Una regola approssimativa circa la distribuzione delle stazioni per ottenere una stima affidabile della profondità di eventi locali, prevede che l'evento sia registrato da diverse stazioni poste a distanza epicentrale non superiore al doppio della profondità dell'evento stesso. A distanze maggiori la sensibilità sulla profondità diminuisce, per risalire nuovamente a distanze dove sia possibile osservare gli arrivi delle fasi rifratte dal mantello ( $P_n$ ) o dalla crosta inferiore ( $P_b$ ). Questi raggi procedono verso l'interfaccia profonda con un'elevata inclinazione rispetto l'orizzontale, in conseguenza del forte contrasto di velocità (Snell) tra la crosta superficiale, dove è localizzata la sorgente, e il mantello (o la crosta profonda); ciò comporta una sensibile variazione nel tempo di arrivo con la profondità, oltretutto di segno opposto rispetto a quanto accade per gli

arrivi  $P_g$ . I raggi rifratti corrono all'interfaccia tra gli strati come *head waves* per risalire successivamente ad alto angolo verso la stazione. Purtroppo, la difficoltà di identificare correttamente le successive fasi  $P$  rende questo approccio poco praticabile (Havskov *et al.*, 2002).

#### 4.2.2 Osservazioni

Il metodo di Geiger ha in realtà alcune limitazioni. Il criterio dei minimi quadrati per il calcolo dei residui implica che gli errori siano descritti da una statistica di tipo gaussiano, che è ben noto non essere del tutto corretto. Gli outlier ad esempio, sono più probabili di quanto predetto dalla distribuzione gaussiana. Inoltre, con l'aumento della rumorosità della stazione, le letture tendono ad essere posticipate rispetto all'arrivo reale delle fasi (Knapmeyer, 2008). Di conseguenza, la distribuzione degli errori perde la simmetria rispetto alla media, prevista per una distribuzione gaussiana. Un'altra limitazione è posta dalla linearizzazione che richiede un modello iniziale "sufficientemente" buono perché l'algoritmo iterativo converga ad una soluzione. L'approccio non può infatti gestire adeguatamente situazioni di punti di minimo locale nello spazio dei modelli. In questa situazione, la soluzione può convergere ingiustificatamente ad uno dei minimi locali, od oscillare tra le diverse posizioni di minimo e restituire un modello finale assolutamente imprevedibile, al raggiungimento del massimo numero di iterazioni previste dall'algoritmo.

Le assunzioni di questo tipo di approccio funzionano spesso abbastanza bene nel restituire una soluzione affidabile nel caso in cui il numero di osservazioni disponibili sia adeguato. A questo va aggiunta l'importanza di una corretta lettura degli arrivi sui sismogrammi; una condizione che diventa imprescindibile in situazioni di scarsa disponibilità di dati, laddove l'errata lettura di un'unica fase può compromettere una soluzione altrimenti ben vincolata.

### 4.3 Hypoellipse

Tra i programmi di localizzazione che adottano il metodo di Geiger ricordiamo in particolare due software dell'USGS (United States Geological Service): Hypo71, utilizzato per le localizzazioni del bollettino del Friuli-Venezia Giulia, ed Hypoellipse, adottato per le localizzazioni degli eventi relativi a questo studio. Hypoellipse rappresenta l'evoluzione di Hypo71, e una delle principali modifiche, oltre alla tecnica di regressione, riguarda l'introduzione dell'ellissoide di errore (Lahr, 1984). L'informazione sull'errore restituita da Hypo71 si limita infatti all'incertezza sull'epicentro, calcolata come media quadratica delle deviazioni standard di latitudine e longitudine, e sulla profondità. Anche i cataloghi standard, forniti ad esempio dal National Earthquake International Center (NEIC) in collaborazione con l'USGS e dal International Seismological Centre (ISC), riportano gli errori in latitudine, longitudine e profondità (Havskov *et al.*, 2002). Tuttavia, questi valori potrebbero essere fuorvianti qualora le direzioni N-S, E-O, U-D (la direzione verticale, "up-down") non coincidano con le direzioni degli assi dell'ellissoide d'errore. Assumendo quindi una distribuzione degli errori di tipo gaussiano, il modo più corretto di riportare l'informazione sull'incertezza del modello ipocentrale consiste quindi nel restituire la completa determinazione dell'ellissoide d'errore. Una rappresentazione ancora più dettagliata di questa informazione abbinata alla localizzazione è restituita dal programma NonLinLoc, che verrà illustrato nei prossimi paragrafi.

Hypoellipse offre la possibilità di definire all'interno di un file di controllo un numero notevole di opzioni di configurazione, ognuna con un suo valore di default. I parametri configurabili regolano diversi aspetti del funzionamento del programma. I principali sono la definizione del modello iniziale, il peso delle osservazioni nelle successive iterazioni, il passo di ricerca nello spazio dei modelli, la condizione di termine delle iterazioni, la valutazione degli errori e dell'RMS e la magnitudo. Il numero di parametri che regola ognuno di questi ambiti e la loro reciproca interazione rendono piuttosto complicata la configurazione del programma. Ogni parametro è definito secondo una sintassi e formato precisi, descritti nel secondo capitolo del manuale di supporto (Lahr, 1999). Nel file di controllo sono indicati anche i riferimenti ai file contenenti le informazioni sulle stazioni, sulla struttura di velocità e al file di letture. La procedura di esecuzione del programma è interattiva. Tuttavia raccogliendo in un file le informazioni

al contorno di cui le routine necessitano, questa può essere completamente automatizzata.

La sintassi utilizzata per la definizione di una buona parte dei parametri è il “RESET TEST N”, dove N è un numero tra 1 e 55, che codifica il particolare parametro. Alla definizione del modello iniziale ( $\mathbf{m}_0$ ) si procede ad esempio con questa sintassi, salvo poi ridefinire il modello nel file delle letture (INSTRUCTION RECORD). La profondità iniziale è fissata a 7 km (RESET TEST 5); l’epicentro è calcolato utilizzando i primi arrivi  $P$  (RESET TEST 3 e 4); il tempo origine viene calcolato con il metodo di Wadati (RESET TEST 49):

$$t = t_P - (t_S - t_P) \left/ \left( \frac{V_P}{V_S} - 1 \right) \right. \quad (4.27)$$

Il rapporto  $V_P/V_S$  e la velocità  $V_P$  utilizzati in (4.27) sono infine definiti nei RESET TEST 1 e 48.

Al termine delle iterazioni per la minimizzazione del misfit (condizioni di termine definite nei RESET TEST 21 e 26), viene effettuata una valutazione dell’RMS su alcuni punti della superficie di una sfera centrata nella localizzazione calcolata e di raggio pari a 1.5 km (RESET TEST 6). Nell’eventualità in cui sia identificato un valore di RMS inferiore al valore associato al modello calcolato, le routine di localizzazione riprendono dal modello con l’RMS minore.

<b>WEIGHT -CODE</b>	<b>STANDARD ERROR (s)</b>	<b>STANDARD ERROR RELATIVE TO READINGS WITH WEIGT-CODE ZERO</b>	<b>COMPUTED WEIGHT</b>
<b>0</b>	0.05	1	1
<b>1</b>	0.07	1.4	1/1.96
<b>2</b>	0.1	2.0	1/4
<b>3</b>	1	20.0	1/400
<b>4</b>	INFINITE	INFINITE	0.0

**Tab. 4.1.** Configurazione dei codici di peso di Hypoellipse adottata nel presente studio.

La deviazione standard delle osservazioni viene collegata a cinque codici di peso: 0, 1, 2, 3, 4; dalla misura più certa alla più incerta. Al codice "0" viene assegnata la deviazione standard definita nel RESET TEST 29. Relativamente a questa vengono precisate le deviazioni standard dei tre codici successivi, mentre al codice 4 è attribuita una deviazione standard infinita. Oltre che per la definizione della deviazione standard, il codice di peso viene utilizzato anche per il coefficiente di peso assegnato ai residui nel calcolo dell'RMS (COMPUTER WEIGHT). La configurazione dei codici di peso adottata è indicata in tabella 4.1.

Le strutture di velocità permesse sono monodimensionali e possono essere definite nelle due modalità seguenti. Una struttura a strati omogenei definiti dai valori di  $V_p$ ,  $V_p/V_s$  e profondità delle interfaccia, con la possibilità di inversioni di velocità (mentre in Hypo71 non sono invece ammesse). Una struttura definita da uno strato a velocità crescente linearmente con la profondità, e confinante con un semispazio omogeneo. Hypoellipse permette di estendere la struttura di velocità ad una quota superiore al livello del mare, definita in RESET TEST 8. In questo modo viene aggiunto uno strato relativo alla topografia, al cui interno sono inserite le stazioni; si evita di dover correggere i tempi di percorrenza per la diversa quota (positiva o negativa) rispetto al livello del mare; i tempi di percorrenza e angoli di incidenza vengono calcolati correttamente. Eventuali localizzazioni nel primo strato riportano valori di quota negativi. In alternativa, è comunque possibile ricorrere al metodo tradizionale di correzione dei tempi per la quota, definendo la velocità delle onde  $P$  al di sopra del livello del mare nel RESET TEST 2. In questo caso, il ritardo di stazione è calcolato senza considerare l'inclinazione dei raggi, semplicemente dividendo la relativa quota per la velocità definita in RESET TEST 2 (onde  $P$ ) o per il rapporto tra i RESET TEST 1 e 2 (onde  $S$ ).

Le stazioni sono invece ordinate in un file, secondo il numero di caratteri usati per il loro nome (3 o 4), e quindi ordinate alfabeticamente. Per ogni stazione vengono utilizzate due righe: nella prima sono riportate le coordinate ed altri parametri opzionali relativi ad esempio ad eventuali ritardi sistematici dovuti ad eterogeneità non modellate nella struttura di velocità. Nella seconda vengono introdotti dei parametri che definiscono il peso della stazione, la risposta del sensore e le correzioni di stazione per il calcolo della magnitudo.

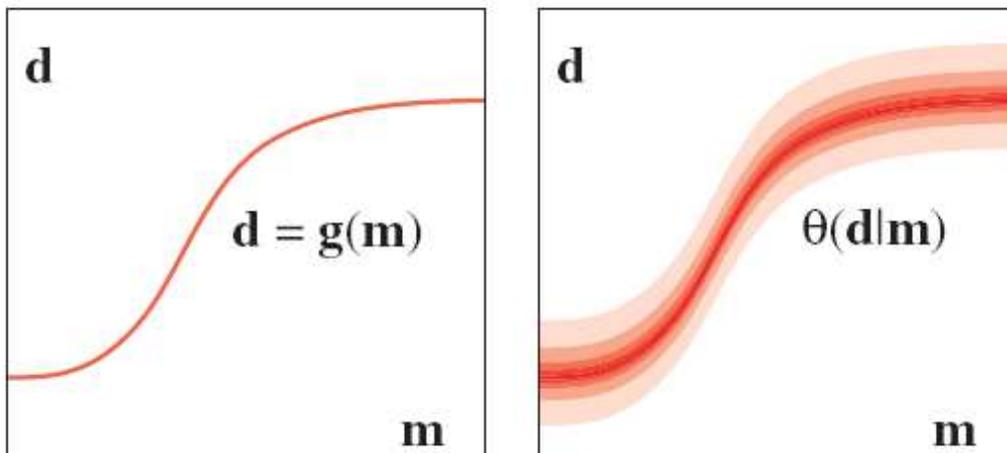
Le letture sono contenute in un file unico. Ogni record relativo ad un evento riporta il nome stazione, le caratteristiche e i tempi dei primi arrivi  $P$  e  $S$  e la durata del segnale. Gli eventi terminano con un INSTRUCTION RECORD in cui possono essere definiti il modello iniziale (che sostituisce eventualmente i parametri definiti nei RESET TEST) e l'utilizzo delle fasi  $S$  nell'algoritmo di localizzazione (in relazione al RESET TEST 38). Infine, benché il programma offra delle routine per il calcolo della magnitudo sia da durata che d'ampiezza, si è preferito gestire separatamente il problema della magnitudo, simulando la risposta del sismometro Wood-Anderson con un programma esterno al programma di localizzazione. Per i dettagli del metodo adottato si rimanda al capitolo 7.

#### **4.4 Tecnica di ricerca su griglia**

La crescente disponibilità di potenza computazionale apre la strada a metodi di localizzazione alternativi, basati sul calcolo dei tempi d'arrivo di fasi diverse alle stazioni. Il sistema investigato viene modellato con una griglia tridimensionale di nodi, immersa in una struttura di velocità. Sono quindi calcolati i tempi di percorrenza attraverso la struttura di velocità, impiegati dalle onde sismiche a collegare ciascuno dei nodi alle diverse stazioni della rete. Un nodo diventa quindi una matrice  $m \times n$  di tempi di percorrenza.  $m$  è il numero di stazioni;  $n$  il numero di fasi sismiche calcolate e utilizzate nella fase di localizzazione degli eventi. L'identificazione dei parametri ipocentrali e del tempo origine avviene attraverso la ricerca nella griglia, dei nodi che restituiscono il migliore accordo tra i dati osservati e calcolati. Il metodo di ricerca su griglia restituisce un campionamento della funzione di misfit nell'intero spazio investigato e le isolinee di misfit possono essere utilizzate per una stima dell'incertezza sulla soluzione trovata. Il metodo di ricerca tramite griglia è adottato ad esempio dalle routine di localizzazione di Antelope e dal software NonLinLoc. Nel prossimo paragrafo verrà illustrata brevemente la tecnica adottata nel NonLinLoc, utilizzato in parallelo ad Hypoellipse, per la localizzazione degli eventi relativi a questo studio.

### 4.4.1 NonLinLoc

Il metodo di inversione implementato in NonLinLoc (Lomax, 2006) ricalca la formulazione probabilistica del problema inverso presentata in Tarantola e Valette e Tarantola (Tarantola, 2005; Tarantola e Valette, 1982). Questo approccio poggia sull'adozione di funzioni densità di probabilità (PDF)<sup>1</sup> per esprimere lo stato di informazione relativo ai parametri che costituiscono il sistema indagato. I risultati delle misure ed eventuali informazioni a priori sui parametri sono descritti dalla funzione densità di probabilità a priori  $\rho(\mathbf{d},\mathbf{p})$ , mentre l'incertezza dei parametri calcolati, conseguenza di incompletezza teorica o di grossolane parametrizzazioni del sistema indagato, è tradotta dalla funzione densità di probabilità teorica  $\theta(\mathbf{d},\mathbf{p})$ .  $\mathbf{d}$  e  $\mathbf{p}$  rappresentano rispettivamente i dati e i parametri senso stretto.  $\theta(\mathbf{d},\mathbf{p})$  traduce una funzione esatta,  $\mathbf{d}=\mathbf{G}(\mathbf{p})$  nel linguaggio della probabilità (Fig. 4.2).



**Fig. 4.2** Rappresentazione grafica di modelli deterministici e probabilistici. A sinistra modellazione diretta dove le incertezze possono essere trascurate: una relazione funzionale  $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m})$  restituisce per ogni modello  $\mathbf{m}$  il valore calcolato  $\mathbf{d}$ . A destra caso in cui le incertezze non possono invece essere trascurate: una loro descrizione può essere fornita abbinando ad ogni valore del modello  $\mathbf{m}$  una densità di probabilità per il valore calcolato  $\mathbf{d}$ , definibile come  $\theta(\mathbf{d}|\mathbf{m})$  (da Tarantola, 2005).

In generale, la definizione di probabilità condizionata conduce alla seguente relazione:

---

1 Si assume che le funzioni densità siano normalizzabili.

$$\theta(\mathbf{d}, \mathbf{p}) = \theta(\mathbf{d} | \mathbf{p}) \cdot \theta_p(\mathbf{p}) \quad (4.28)$$

dove  $\theta(\mathbf{d} | \mathbf{p})$  rappresenta la probabilità condizionata di  $\mathbf{d}$ , dato  $\mathbf{p}$ ;  $\theta_p(\mathbf{p})$  è la funzione densità di probabilità marginale per  $\mathbf{p}$ . L'unione delle funzioni di densità  $\rho(\mathbf{d}, \mathbf{p})$  e  $\theta(\mathbf{d}, \mathbf{p})$  restituisce un nuovo stato d'informazione, detta a posteriori, sul sistema indagato, la cui funzione di densità di probabilità è data dalla seguente equazione:

$$\sigma(\mathbf{d}, \mathbf{p}) = \frac{\rho(\mathbf{d}, \mathbf{p}) \cdot \theta(\mathbf{d}, \mathbf{p})}{\mu(\mathbf{d}, \mathbf{p})} \quad (4.29)$$

dove  $\mu(\mathbf{d}, \mathbf{p})$  è la funzione densità che rappresenta lo stato di totale ignoranza.

Integrando la (4.29) rispetto a  $\mathbf{d}$ , si ottiene la funzione densità di probabilità marginale a posteriori per  $\mathbf{p}$ :

$$\sigma_p(\mathbf{p}) = \int \frac{\rho(\mathbf{d}, \mathbf{p}) \cdot \theta(\mathbf{d}, \mathbf{p})}{\mu(\mathbf{d}, \mathbf{p})} d\mathbf{d} \quad (4.30)$$

La (4.30) è per definizione la soluzione del problema inverso ed opera, attraverso le relazioni teoriche descritte da  $\theta(\mathbf{d}, \mathbf{p})$ , il trasferimento ai parametri  $\mathbf{p}$  delle informazioni contenute nei dati  $\mathbf{d}$ .

Nella maggior parte dei casi l'informazione a priori sui dati è indipendente dall'informazione a priori sui parametri e la funzione densità a priori diventa:

$$\rho(\mathbf{d}, \mathbf{p}) = \rho_d(\mathbf{d}) \cdot \rho_p(\mathbf{p}) \quad (4.31)$$

Inoltre, nella situazione in cui non vi siano vincoli sui parametri; la funzione densità teorica (4.31) si semplifica nella seguente:

$$\theta(\mathbf{d}, \mathbf{p}) = \theta(\mathbf{d} | \mathbf{p}) \cdot \mu_p(\mathbf{p}) \quad (4.32)$$

dove  $\mu_p(\mathbf{p})$  è la funzione densità che rappresenta lo stato di totale ignoranza sui parametri.

In questo modo la funzione di densità di probabilità marginale a posteriori per  $\mathbf{p}$  si semplifica nella seguente relazione:

$$\sigma_p(\mathbf{p}) = \rho_p(\mathbf{p}) \cdot \int \frac{\rho_d(\mathbf{d}) \cdot \theta(\mathbf{d} | \mathbf{p})}{\mu_d(\mathbf{d})} d\mathbf{d} \quad (4.33)$$

Nel problema della localizzazione, il vettore dei dati ( $\mathbf{d}$ ) è rappresentato dai tempi di arrivo delle fasi alle stazioni ( $\mathbf{t}$ ). I parametri incogniti sono invece le coordinate ipocentrali e il tempo origine ( $\mathbf{p} = (X, Y, Z, T)$ ). Altri parametri rilevanti per descrivere il sistema fisico sono le coordinate delle stazioni, considerate sufficientemente accurate da poter essere trattate come costanti, e i parametri che definiscono la struttura di velocità, anch'essi considerati costanti. La conoscenza imprecisa della struttura di velocità si riflette essenzialmente nella relazione, non esatta, tra le coordinate spazio temporali dell'evento sismico e i tempi di arrivo calcolati alle stazioni. Detta  $\mathbf{C}_T$  una ragionevole stima della matrice di varianza-covarianza degli arrivi calcolati, se si assume che gli errori teorici siano gaussiani, la funzione densità di probabilità teorica diventa:

$$\theta(\mathbf{t} | \mathbf{p}) = \exp\left\{-\frac{1}{2}[\mathbf{t} - \mathbf{g}(\mathbf{p})]^T \cdot \mathbf{C}_T^{-1} \cdot [\mathbf{t} - \mathbf{g}(\mathbf{p})]\right\} \quad (4.34)$$

Per semplicità, si assume che anche i dati rispondano ad una struttura di tipo gaussiano. Detti  $\mathbf{t}_0$  il vettore dei valori medi (le letture) e  $\mathbf{C}_t$  la matrice di varianza-covarianza dei dati, la funzione densità di probabilità a priori dei dati è descritta dalla seguente relazione:

$$\rho(\mathbf{t}) = \exp\left\{-\frac{1}{2}(\mathbf{t} - \mathbf{t}_0)^T \cdot \mathbf{C}_t^{-1} \cdot (\mathbf{t} - \mathbf{t}_0)\right\} \quad (4.35)$$

La funzione densità a posteriori è ottenuta integrando analiticamente rispetto a  $\mathbf{d}$  la funzione (4.33) dopo aver sostituito le (4.34) e (4.35). Inoltre, esprimendo i parametri (dati e parametri senso stretto) in coordinate cartesiane, la funzione densità  $\mu_d(\mathbf{d})$  assume un valore costante e non necessità pertanto di essere considerata:

$$\sigma(\mathbf{p}) = \rho(\mathbf{p}) \cdot \exp\left\{-\frac{1}{2}[\mathbf{t}_0 - \mathbf{g}(\mathbf{p})]^T \cdot (\mathbf{C}_t + \mathbf{C}_T)^{-1} \cdot [\mathbf{t}_0 - \mathbf{g}(\mathbf{p})]\right\} \quad (4.36)$$

La (4.36) fornisce la soluzione generale nella situazione in cui dati e parametri rispondano ad una struttura di tipo gaussiano. Per tradurre la PDF 4-D espressa dalla (4.36) in una PDF delle sole coordinate nello spazio, è sufficiente integrare la (4.36) nel tempo per ottenere la funzione di densità marginale a posteriori  $\sigma(X, Y, Z)$ . La PDF a posteriori restituisce una descrizione completa della localizzazione, intesa come il punto di massimo della funzione, e delle relative incertezze. Inoltre è anche possibile calcolare dalla PDF il valore atteso e la matrice di varianza-covarianza. Questi indicatori gaussiani sono simili a quelli ottenuti con i metodi tradizionali, come ad esempio Hypoellipse; tuttavia con questo approccio non si ricorre ad alcuna approssimazione di tipo lineare.

NonLinLoc effettua un'efficiente ricerca globale dello spazio dei modelli adottando una tecnica di ricerca su griglia. Le strutture di velocità sono generalmente 3D e i tempi di percorrenza vengono pre-calcolati adottando il metodo di calcolo dei primi arrivi proposto da Podvin e Lecomte (1991). Il metodo fonda sull'applicazione sistematica del principio di Huygens in un'approssimazione alle differenze finite. L'algoritmo considera indipendentemente l'esistenza di differenti modi di propagazione (onde trasmesse diffratte e onde di testa - *head waves*) e restituisce pertanto tempi di primo arrivo accurati anche in presenza di marcati contrasti di velocità.

NonLinLoc calcola la PDF utilizzando fondamentalmente due differenti funzioni di misfit. La prima, costruita secondo la formulazione di Tarantola e Valette (1982), è quella generalmente utilizzata dalla maggior parte degli algoritmi di localizzazione e si avvale della norma L2 degli scarti tra i tempi osservati e calcolati. La seconda è basata invece sulla EDT (Equal differential Time) di Zhou (1994). Per una coppia di arrivi  $P$  a due diverse stazioni, oppure per un arrivo  $P$  ed uno  $S$  ad una medesima stazione, la EDT è la superficie definita dal luogo dei punti nello spazio 3D che soddisfano la differenza di tempo tra i due arrivi. Le EDT sono pertanto superfici iperboliche e sferiche in uno spazio a velocità omogenea e si deformano per strutture di velocità 2D e 3D. Da un insieme di  $N$  osservazioni relative ad un evento si possono ottenere  $N-1$  superfici EDT indipendenti. I punti di intersezione fra il maggior numero di queste superfici rappresentano i candidati per la localizzazione dell'evento.

(a) 3-D view of a P-P EDT surface and a S-P EDT surface

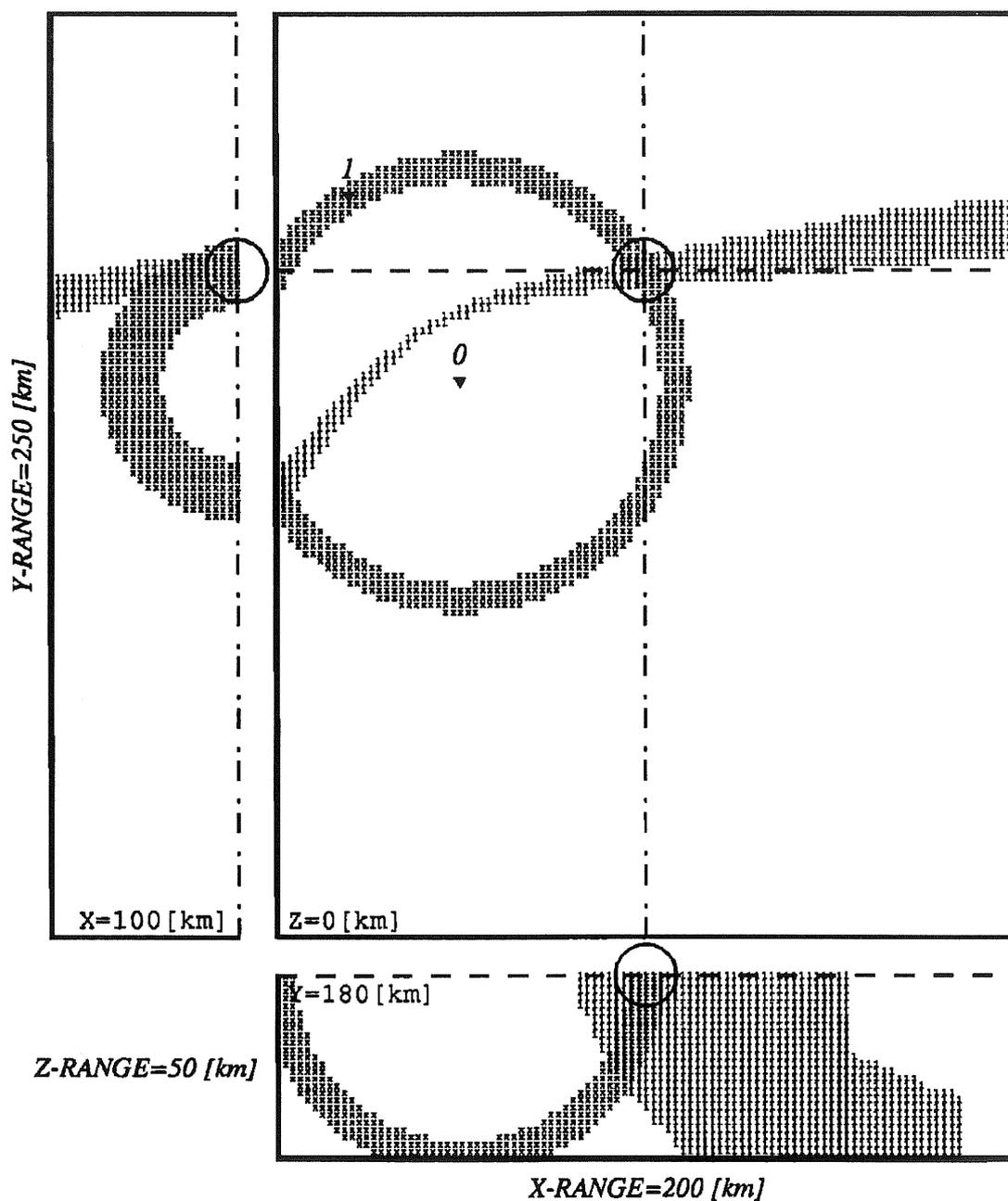


Fig. 4.3 Illustrazione (mappa e sezioni) delle EDT ottenute utilizzando due arrivi  $P$  ed un arrivo  $S$  in un semispazio omogeneo. L'iperboloide è ottenuto dal vincolo sugli arrivi  $P$  alle stazioni; la sfera è il risultato del vincolo tra  $P$  ed  $S$  (da Zhou, 1994).

Vista la differente geometria tra le superfici iperboliche e sferiche, e in particolare il diverso raggio di curvatura che le caratterizza (molto più ampio per le falde dell'iperboloide rispetto alla sfera), è interessante osservare come l'intersezione tra una superficie sferica ed una iperbolica vincoli in modo migliore la profondità dell'evento

rispetto all'intersezione tra due superfici iperboliche (Fig. 4.3). Questo aspetto è consistente con il ben noto contributo portato dalle differenze tra i tempi di arrivo delle fasi  $S$  e  $P$  nel migliorare la stima della profondità ipocentrale.

Utilizzando la EDT, il tempo origine si annulla e il problema del calcolo della PDF collassa da 4D a 3D. Successivamente, il programma calcola una stima del tempo origine riferito all'ipocentro con probabilità massima.

La tecnica di ricerca su griglia è implementata attraverso tre algoritmi differenti: Grid search, Metropolis-Gibbs sampling e Oct-Tree Importance Sampling. L'algoritmo "Grid search" opera una ricerca sistematica su tutti i nodi della griglia di ricerca definita. Per migliorare la precisione della localizzazione, è possibile definire delle ulteriori griglie annidate, contenute una nell'altra come scatole cinesi. L'origine delle griglie successive alla prima può essere definita manualmente o in modo automatico, in accordo ai valori di PDF in precedenza trovati. L'algoritmo "Metropolis-Gibbs sampling" campiona lo spazio dei parametri secondo uno schema a tre livelli: un "*Learning stage*", in cui lo spazio è campionato adottando un ampio intervallo di campionamento, allo scopo di individuare zone a più elevata probabilità. Se il valore della PDF aumenta rispetto alla precedente posizione, il punto campionato viene "accettato"; nel caso in cui si verifichi un numero elevato (~1000) di tentativi consecutivi rigettati, il passo viene dimezzato. Il livello successivo consiste in un "*Equilibration Stage*", in cui l'intervallo di campionamento è rimodulato iterativamente sulla deviazione standard della distribuzione spaziale relativa alle posizioni "accettate" dalla metà in poi della precedente fase. L'ultima fase infine corrisponde ad un "*Saving stage*", in cui il passo è fissato al valore finale della "*Equilibration Stage*" e le posizioni "accettate" sono salvate nell'assunzione che riflettano la PDF della localizzazione. L'algoritmo "Oct-Tree Importance Sampling", opera una suddivisione e un campionamento ricorsivo dello spazio di ricerca secondo uno schema "octree", ad ottanti. Lo spazio dei parametri è suddiviso in celle in accordo con una grossolana griglia regolare. Al centro di ognuna delle celle è calcolata la PDF; noto il volume della cella, viene quindi stimata la probabilità che la localizzazione dell'evento sia all'interno di quella cella. I valori di probabilità vengono ordinati in una lista. La cella relativa al valore maggiore di probabilità viene suddivisa in ottanti e di ogni ottante viene calcolata la probabilità e riferita al punto centrale. I nuovi valori di probabilità ottenuti vengono introdotti nella lista e questa viene riordinata. Nuovamente, la cella caratterizzata dal valore più elevato

di probabilità viene suddivisa in ottanti e il ciclo riprende. Il cuore del metodo è rappresentato dalla lista ordinata delle probabilità relative a tutte le celle precedentemente campionate. La struttura octree restituisce un campionamento per “importanza” della PDF a posteriori. Laddove il numero di celle è maggiore, più elevati risultano infatti i valori della PDF.

I parametri passati alle routine del programma NonLinLoc, relativi sia alle opzioni di funzionamento delle routine stesse che ai parametri del sistema oggetto di studio, sono organizzati all’interno di un file unico che permette, tramite la sintassi “include file”, di riferirsi ai contenuti di altri file.



# CAPITOLO V

## STRUTTURE DI VELOCITÀ

### 5.1 Introduzione

Le letture delle fasi sismiche trovano il loro naturale e immediato utilizzo negli algoritmi dedicati alla localizzazione degli eventi. Come è stato illustrato nel precedente capitolo, queste routine, oltre alla localizzazione, restituiscono una serie di altri parametri al contorno utili a valutarne la qualità, tra cui l'RMS, un indicatore statistico del fitting dei dati con il modello ipocentrale individuato. Questo parametro è una media pesata dei residui alle stazioni tra tempi di percorrenza osservati e calcolati nel modello finale. Il peso attribuito ai residui è in relazione ai valori di deviazione standard assegnati alle particolari letture effettuate in fase di picking. L'RMS è il risultato di errori di lettura e di incompatibilità tra la semplificata struttura di velocità utilizzata per il calcolo dei tempi di percorrenza e la struttura di velocità reale. L'idea che sta alla base della metodologia utilizzata per vincolare in modo più robusto la struttura di velocità è centrata sulla minimizzazione dell'RMS medio restituito dalla localizzazione di un dataset di eventi. Indagando infatti differenti strutture di velocità con l'utilizzo del medesimo dataset di eventi, le differenze di RMS medio possono essere attribuite esclusivamente a variazioni nella struttura di velocità utilizzata, più o meno coerente con i dati osservati.

Le letture delle fasi sismiche sono servite, in modo più mediato rispetto al loro consueto utilizzo, alla definizione della struttura di velocità che meglio si è rivelata in grado di riprodurle, considerata pertanto rappresentativa della regione investigata. L'indagine delle strutture di velocità è stata attuata ricorrendo agli algoritmi genetici (GA) e limitando lo spazio di ricerca con informazioni di carattere bibliografico (Bressan, 2005; Laurenzano e Priolo, 2008; Scarascia e Cassinis, 1997). La ricerca è stata finalizzata alla definizione di una struttura monodimensionale semplice: è evidente che la struttura reale sia più complessa e in generale tridimensionale; ma le informazioni disponibili non sono tali da poterla fondare su solide basi fisiche e mancano i dati per tentare

un'analisi di tipo tomografico. A questo livello di conoscenza, per evitare artefatti vengono considerate solo variazioni di velocità con la profondità, mentre le eterogeneità laterali non sono modellate e le ritroviamo indistinte negli errori sul fitting dei dati.

## **5.2 Gli Algoritmi Genetici: definizione della struttura di velocità**

In questo paragrafo viene illustrato il funzionamento di un algoritmo genetico canonico (Bondar, 1994), in relazione alle finalità per cui è stato adottato nell'ambito del presente studio, nel tentativo cioè di giungere ad una definizione, consistente con i risultati della prima parte di elaborazione, della struttura di velocità da utilizzare per la successiva localizzazione degli eventi identificati (capitolo VI).

L'algoritmo genetico crea una prima generazione di individui (strutture di velocità) e, per ogni individuo, risolve il problema diretto del calcolo dell'RMS medio, utilizzando il programma Hypoellipse (capitolo IV). Il problema diretto viene quindi gestito da una routine esterna chiamata da GA per la valutazione delle differenti strutture di velocità. L'inversione vera e propria avviene invece sulle intere popolazioni, generazione dopo generazione. Gli individui che hanno restituito il migliore RMS vengono scelti per generare una nuova popolazione. Nella fase successiva, la probabilità che due tra gli individui scelti partecipino a generare nuovi individui, dotati di materiale genetico ricombinato proveniente da entrambi i genitori, è funzione del valore di RMS ad essi associato, o in altre parole, del loro adattamento ai dati. La ricombinazione avviene a livello dei singoli geni (parametri) che definiscono il cromosoma (individuo): i due cromosomi genitori vengono tagliati in corrispondenza del medesimo gene e ricombinati incrociando i 4 elementi ottenuti. I file di configurazione dei parametri che concorrono alla definizione dello spazio di ricerca (spazio dei geni) prevedono che l'intervallo di variabilità sia definito da un numero di bit assegnato sulla base della dimensione dell'intervallo e della risoluzione richiesta. Ad esempio, se l'intervallo di un parametro è pari a 3 e la risoluzione richiesta è di 0.01, il numero di bit ipotetico che compone quel particolare gene è pari a  $\ln_2(3/0.01) \approx 8.23$ . Essendo il bit una quantità discreta, il numero di bit viene arrotondato a 8 e la risoluzione rimodulata a 0.01172. I

parametri che definiscono lo spazio di ricerca nella situazione esaminata sono la profondità delle interfaccia tra gli strati, la velocità  $P$  degli strati ed eventualmente i rapporti  $V_P/V_S$  dei singoli strati al loro interno omogenei. Ad ampliare il più possibile la ricerca dello spazio dei parametri interviene anche il processo di mutazione. Ricombinazione e mutazione agiscono rispettivamente nello sfruttare le migliori soluzioni che si rendono disponibili durante il processo evolutivo (ricerca locale) e nell'estendere l'esplorazione a punti dello spazio di ricerca altrimenti inaccessibili (ricerca globale). I termini estremi di questi due meccanismi di esplorazione dello spazio dei parametri sono rappresentati (1) da una ricerca del punto di minimo dell'RMS vincolata ad un minimo locale, interno cioè al sottospazio genico rappresentato dalla generazione iniziale (ricombinazione); (2) da una ricerca del punto di minimo del tutto casuale (mutazione). Ad ogni generazione successiva la popolazione viene rinnovata per intero o parzialmente.

Il programma esterno che gestisce il problema diretto è uno script in bash. I singoli parametri prodotti dai meccanismi di ricerca dello spazio genetico vengono presi in carico da un comando AWK e riformattati in modo da aderire al formato richiesto da Hypoellipse per la struttura di velocità. A questo punto, viene attivata la routine di localizzazione mentre l'esecuzione dello script è congelata per 10 s. Questo accorgimento si è reso necessario per far fronte ad imprevisti malfunzionamento di Hypoellipse, probabilmente attribuibili ad instabilità numerica per particolari combinazioni di tempi osservati e strutture di velocità. Si è infatti verificato che in alcune occasioni il programma di localizzazione si blocca e non termina, impedendo in questo modo al GA di proseguire il processo iterativo. L'intervallo di sospensione è scelto in modo tale da consentire ad Hypoellipse la conclusione delle normali operazioni di calcolo. La successiva riga di comando nello script verifica se il processo di Hypoellipse è ancora in esecuzione e in caso affermativo lo interrompe, assegnando all'RMS un valore intero elevato. In questo modo viene risolto il problema degli arresti inattesi nell'esecuzione del GA, al prezzo però di una complessiva dilatazione dei tempi di elaborazione. Il valore elevato dell'RMS assegnato alle strutture di velocità che hanno prodotto il malfunzionamento di Hypoellipse è finalizzato ad indirizzare la scelta del GA verso altri individui, nel tentativo di diminuire la probabilità di incorrere in analoghe difficoltà. Il GA interrompe il processo iterativo di ricerca al raggiungimento di un determinato numero di generazioni, oppure qualora una fissata percentuale di

individui appartenenti ad una generazione sia caratterizzata da un valore di RMS inferiore o uguale ad un valore prestabilito.

### 5.3 Costruzione dei dataset di osservazioni

La struttura di velocità definisce lo spazio in cui si sviluppano i percorsi dei raggi che collegano le sorgenti sismiche alle stazioni riceventi. Ne consegue che la definizione di un'area di interesse si traduce nella necessità di modificare il dataset di osservazioni preliminarmente ottenuto con l'integrazione dei dati della Rete Ravedis e delle vicine stazioni a banda larga (paragrafo 3.4.2). In particolare, al dataset di osservazioni vengono applicati dei filtri che operano sia sugli eventi sismici identificati che sulle stazioni. Lo scopo è di ottenere un sistema di informazioni quanto più possibile completo e limitato esclusivamente alla regione che si vuole investigare. Questa operazione corrisponde sostanzialmente ad imporre la condizione che le osservazioni utilizzate siano tutte attribuibili a raggi sismici contenuti nella regione d'interesse.

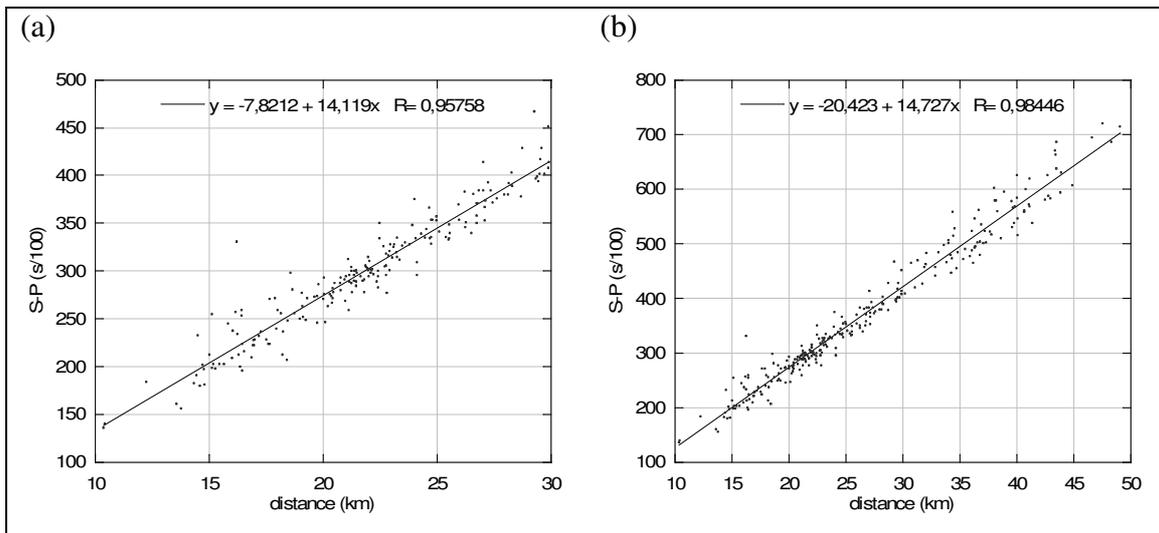
Il concetto chiave che sta alla base della definizione dei diversi dataset di osservazioni utilizzati è la differenza tra i tempi di arrivo  $P$  ed  $S$  ( $\Delta T_{S-P}$ ) letti alle stazioni.  $\Delta T_{S-P}$  è infatti utilizzata per stimare la distanza delle singole stazioni dagli eventi identificati.

Allo scopo di valutare la relazione tra la distanza euclidea e l'intervallo  $\Delta T_{S-P}$  specifica per l'area di interesse è stato utilizzato un dataset di 303 eventi estratti dal bollettino della rete a corto periodo gestita da OGS. Gli eventi sono stati selezionati in base alla presenza delle letture  $P$  ed  $S$  alla stazione MLN e alla qualità delle localizzazioni calcolate, non inferiore a B, secondo la codifica adottata dal codice di localizzazione HYPO71 utilizzato per il bollettino. Data la vicinanza al lago di Ravedis (~3 km), la stazione MLN può essere utilizzata per l'identificazione della specifica relazione tra distanza e  $\Delta T_{S-P}$ , applicabile alle tre stazioni della rete Ravedis poste in prossimità del lago (SPIA, JOUF, ALCH). Dette  $V_P$  e  $V_S$  le velocità medie dei raggi  $P$  ed  $S$  che collegano sorgente e ricevitore, nell'approssimazione che il percorso dei raggi sia unico, si ottiene la relazione:

$$d = \frac{V_P \cdot V_S}{V_P - V_S} \cdot \Delta T_{S-P} \quad (5.1)$$

dove  $d$  rappresenta la distanza dalla stazione e  $\Delta T_{S-P}$  la differenza tra gli arrivi  $P$  ed  $S$ . L'approssimazione del percorso unico è giustificata solo nella condizione di  $V_P/V_S$  costante, come osservato nel paragrafo 3.4.1. La linearità della relazione è invece controllata dal valore delle velocità medie che caratterizzano i differenti percorsi dalle sorgenti alla stazione.

L'area di principale interesse è racchiusa in un intorno sub-circolare per cui la distanza dalle stazioni di SPIA, JOUF e ALCH sia non superiore ai 30 km; secondariamente viene considerata un'area di 45-50 km. L'interpolazione lineare sui punti individuati nel piano cartesiano “distanza ipocentrale” $\times\Delta T_{S-P}$  è stata limitata ai due valori di distanza pari a 30 km (204 eventi) e 50 km (283 eventi).



**Fig. 5.1** Regressione lineare sui punti rappresentati nel piano “distanza -  $T_S-T_P$ ” relativi ad eventi localizzati e registrati dalla stazione a corto periodo MLN durante il periodo 1995-2005. (a) Distanza eventi-stazione limitata a 30 km; (b) distanza eventi-stazione limitata a 50 km.

I risultati della regressione lineare sono rappresentati dalle seguenti due relazioni:

$$d = 7.1 \cdot \Delta T_{S-P} + 0.6 \quad (5.2)$$

$$d = 6.8 \cdot \Delta T_{S-P} + 1.4 \quad (5.3)$$

dove  $\Delta T_{S-P}$  è espresso in secondi e  $d$  in chilometri. La maggiore aderenza alla relazione lineare teorica in cui il termine noto tende a zero (5.1), si osserva per la relazione ottenuta dai dati limitati alla classe di distanza inferiore (5.2). Le relazioni che generalmente vengono utilizzate per una stima speditiva delle distanze tra evento e stazione registrante considerano il rapporto  $V_P/V_S$  pari a  $\sqrt{3}$  e una velocità delle onde  $P$  diversa in funzione dell'età della crosta e del tipo di arrivi  $P$  ed  $S$  considerati ( $P_g$  e  $S_g$  o  $P_n$  e  $S_n$ ). In particolare, per arrivi di raggi che hanno percorso il loro tragitto interamente nella crosta superficiale (granitica), si adotta la relazione  $d = 8 \cdot \Delta T_{S-P}$  in condizioni di crosta normale e di età "media" ( $V_p=5.9\text{km/s}$ ). La relazione diventa invece  $d = 9 \cdot \Delta T_{S-P}$  per condizioni crostali tipiche delle aree cratoniche ( $V_p=6.6\text{km/s}$ ). Per valori di  $\Delta T_{S-P}$  calcolati sugli arrivi  $P_n$  ed  $S_n$  (onde rifratte all'interfaccia crosta-mantello), una buona relazione applicabile fino a circa un migliaio di chilometri è:  $d = 10 \cdot \Delta T_{S-P}$  (Havskov *et al.*, 2002).

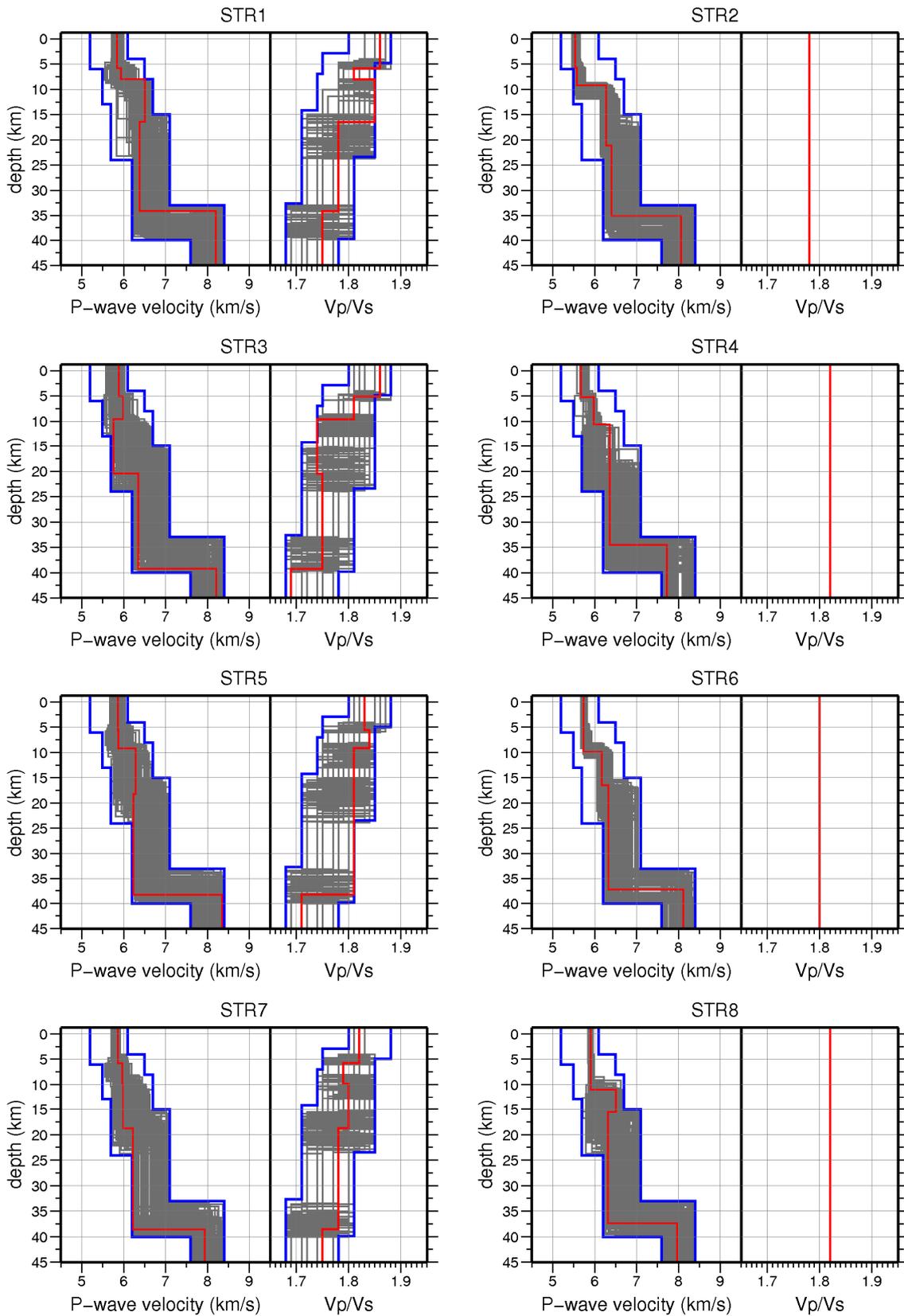
I dataset di osservazioni sono stati filtrati considerando il  $\Delta T_{S-P}$  medio calcolato alle stazioni SPIA, JOUF e ALCH. In particolare, il dataset degli eventi locali è stato definito selezionando tutti gli eventi caratterizzati da  $\Delta T_{S-P} \leq 4\text{s}$ , corrispondente ad un limite di circa 29 km in distanza. Il dataset più ampio è stato invece ottenuto applicando un taglio a 6s, che si traduce in distanza a circa 42 km. Trascurando gli errori nelle letture e le variazioni laterali dei valori delle velocità sismiche, le regioni individuate possono essere considerate delle semisfere a raggio variabile con la profondità. L'incremento di  $V_P$  e la diminuzione di  $V_P/V_S$ , che di norma hanno luogo con la profondità, determinano infatti un conseguente aumento del raggio, a parità di differenza tra i tempi di arrivo  $P$  ed  $S$  (eq. 5.1).

I dataset ottenuti sono stati quindi integrati con le osservazioni dalla rete corto periodo gestita da OGS. Questa fase è stata realizzata automaticamente mediante uno script in bash. Per ogni evento registrato dalla Rete Ravedis, viene verificata la presenza di osservazioni nel file di letture delle stazioni a corto periodo in un intervallo  $\pm 10$  s dal tempo di arrivo  $P$  alla stazione Ravedis più vicina all'evento. Questo valore è stato scelto in modo da garantire la completa copertura sul tempo impiegato dalla propagazione del fronte d'onda  $P$ . Dopo aver investito la prima tra le stazioni SPIA, JOUF o ALCH, il fronte d'onda impiega infatti un certo tempo a raggiungere eventuali stazioni poste al margine dell'area più ampia considerata. Speculare è la situazione di

eventi che accadono in corrispondenza di una stazione al margine della zona d'interesse e richiedono del tempo per raggiungere le stazioni della Rete Ravedis. Se la verifica sulla presenza di osservazioni ha esito positivo, le letture vengono riferite al medesimo evento. Tutti gli eventi sono infine restituiti in un unico file di uscita, integrati delle osservazioni disponibili dalle stazioni a corto periodo. A questo punto entra in gioco la selezione delle stazioni di cui considerare le informazioni. La scelta viene effettuata sulla base delle aree di interesse, in riferimento ai filtri adottati in precedenza per le differenze  $\Delta T_{S-P}$ . In particolare, per i 4s viene considerata un'area con raggio di circa 29 km dal lago, sulla base della relazione (5.2); per i 6s la relazione considerata è la (5.3) e il raggio diventa di circa 42 km. Dai file di osservazioni così ottenuti vengono infine eliminati gli eventi con meno di 5 fasi lette, nel tentativo di rendere più robuste le soluzioni delle localizzazioni che restituiscono al GA l'RMS medio.

### **5.3.1 Applicazione del GA sui diversi dataset di osservazioni**

Nella prima fase di inversione con il GA sono stati utilizzati 4 dataset diversi, ottenuti nell'ambito della selezione descritta nel precedente paragrafo. Questi dataset traducono i filtri in tempo applicati agli eventi (4s e 6s) e si distinguono invece per l'applicazione o meno del filtro in distanza sulle stazioni. Sottolineo che il parametro relativo alla distanza è comunque derivato da considerazioni sul tempo mediante le relazioni (5.2) e (5.3). Da ognuno dei dataset di osservazioni sono state indagate due diverse classi di strutture di velocità; la prima invertendo i dati per ottenere la  $V_P$  nei diversi strati, la profondità delle interfaccia e il rapporto  $V_P/V_S$  all'interno dei singoli strati; la seconda limitando l'inversione ai parametri di  $V_P$  e profondità delle interfaccia. In questo secondo caso, il rapporto  $V_P/V_S$  è fissato al valore ottenuto dall'interpolazione sui diagrammi di Wadati relativi ai 4 differenti dataset. Il numero di strati delle strutture di velocità è fissato a 5 da considerazioni sulle informazioni recuperate dalla bibliografia (Bressan, 2005; Laurenzano e Priolo, 2008). I parametri dello spazio di ricerca variano quindi da 9 a 14, a seconda che il rapporto  $V_P/V_S$  contribuisca o meno a definirlo. I parametri di configurazione del GA sono invece i medesimi per tutte le 8 applicazioni effettuate. In particolare il numero massimo di generazioni coincide con il numero di individui per popolazione ed è pari a 100.



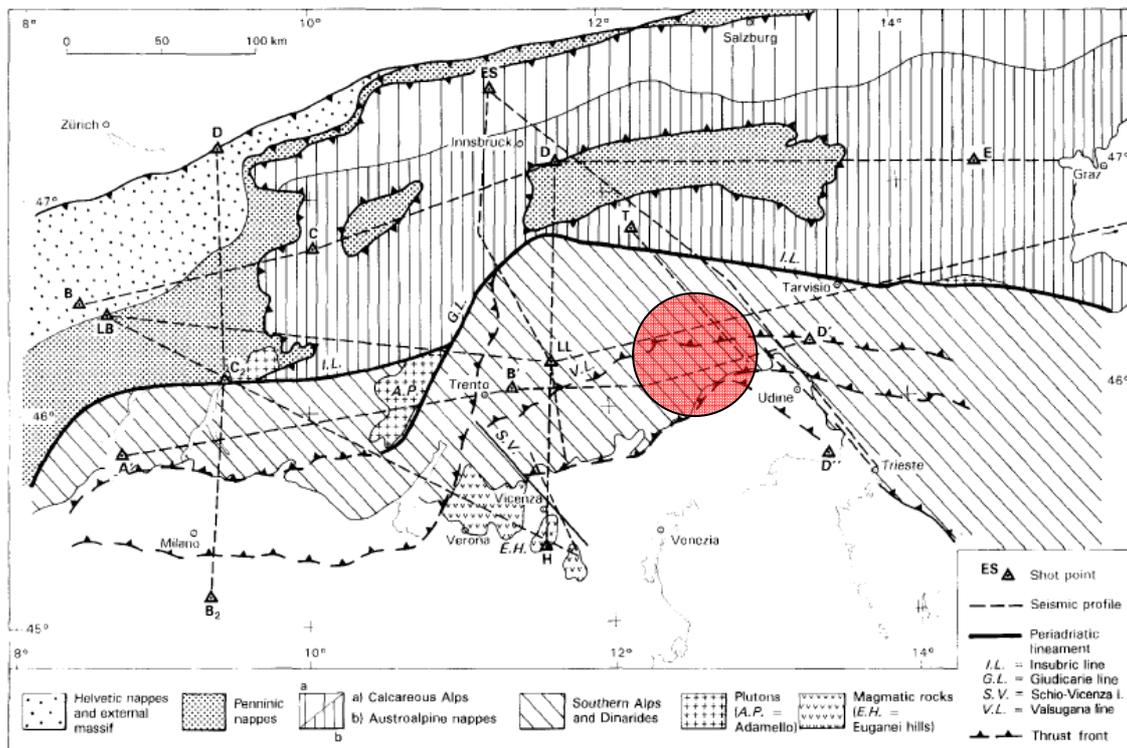
**Fig. 5.2** Primi risultati dell'elaborazione con i GA sulle strutture di velocità. In rosso la struttura di velocità "migliore", associata al valore inferiore di RMS; in blu i limiti dello spazio di ricerca; in grigio il 5% "migliore" delle strutture di velocità indagate. Il significato delle diverse figure è spiegato nel testo.

La soglia per determinare il raggiungimento dell'“optimum” genetico, cioè la seconda condizione di termine delle iterazioni, è invece definita dal raggiungimento, nell'ambito di una generazione, del 20% di individui caratterizzati da un RMS inferiore o uguale a 0.05s. I risultati sono illustrati in figura 5.2, dove è anche chiarita l'estensione dello spazio di ricerca. In particolare, le figure relative alla prima colonna si riferiscono all'investigazione di uno spazio dei parametri di dimensioni maggiori, nella cui definizione entra il rapporto  $V_P/V_S$ . La seconda colonna è invece relativa a valori predefiniti del rapporto  $V_P/V_S$ , stimato con il metodo di Wadati. Le figure relative alla prima e terza riga sono il risultato dell'inversione sui dataset di osservazioni completi di tutte le stazioni che hanno contribuito all'identificazione degli eventi; mentre la seconda e quarta riga limita le osservazioni nei dataset utilizzati alle sole stazioni comprese nell'area definita dal tempo  $\Delta T_{S-P}$  sulla base delle relazioni 5.2 e 5.3. Infine, le prime due righe si riferiscono ad un  $\Delta T_{S-P}$  massimo di 6s, e viene quindi investigata un'area maggiore; la terza e la quarta ad un  $\Delta T_{S-P}$  massimo di 4s.

Quanto si osserva nella figura 5.2 è una generale diminuzione di accuratezza nei valori restituiti con l'aumentare della profondità. Oltre una certa profondità, variabile a seconda delle osservazioni utilizzate ma compresa all'incirca tra 15 e 23 km, il 5% migliore (in termini di RMS) delle strutture di velocità investigate si distribuisce sull'intero spazio dei parametri  $V_P$  e profondità delle interfaccia. Il rapporto  $V_P/V_S$  appare più stabile, tuttavia l'intervallo di variabilità comprende comunque l'intero spazio a disposizione. Questa evidenza appare in accordo con la distribuzione attesa dei terremoti in profondità (Bressan e Bragato, 2009). Con particolare riferimento al settore investigato gli eventi sismici sono infatti limitati ad una profondità compresa tra 6 e 15 km. Le informazioni contenute nelle osservazioni diminuiscono fortemente in corrispondenza di tale soglia, sino allo stato di totale ignoranza e la perdita di ogni vincolo sui parametri in gioco. Le strutture migliori (in rosso nella figura) evidenziano inversioni di velocità delle onde  $P$  e nel rapporto  $V_P/V_S$ . Tuttavia, il loro significato è puramente indicativo, poiché l'intervallo dei valori di RMS rappresentato dal 5% migliore delle strutture investigate risulta comunque molto limitato (frazioni di millesimo di secondo) e comprende anche strutture prive di inversioni.

### 5.3.2 GA: ridefinizione dello spazio di ricerca e del dataset di eventi

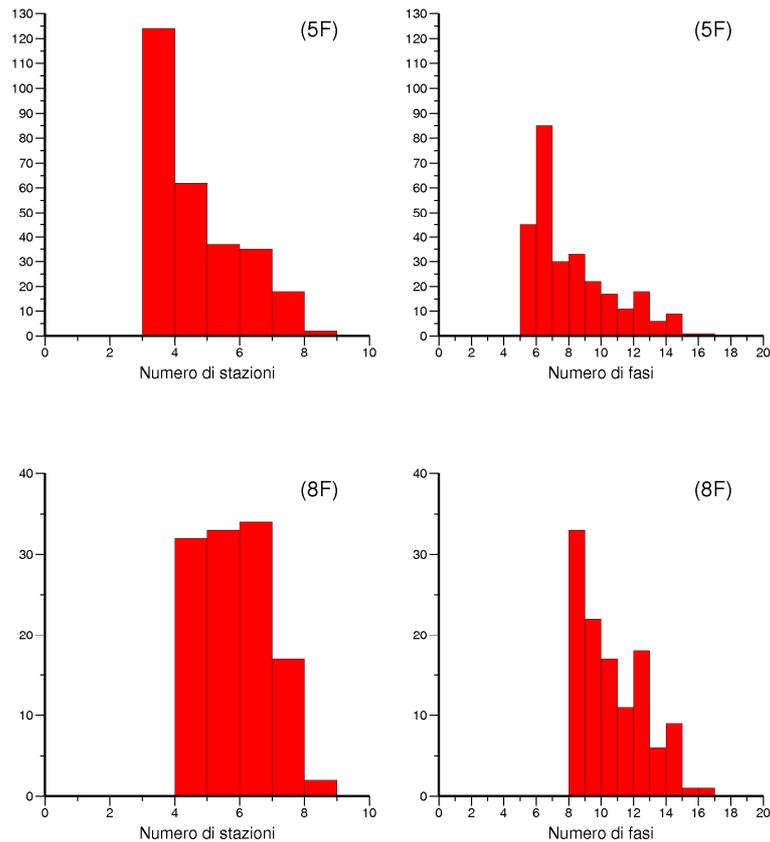
Ulteriori raffinamenti sono stati tentati sul dataset di eventi e stazioni locali, utilizzando quindi le informazioni limitate alla regione di circa 30 km dal lago. Lo spazio di ricerca è stato ridefinito sulla base di due profili sismici realizzati tra gli anni '60 e '70, all'inizio dell'esplorazione alpina, e reinterpretati da Scarascia e Cassinis (1997). I due profili sono sub-paralleli e campionano l'area di interesse con direzione WSW-ENE, a distanza di circa 25 km l'uno dall'altro (Fig. 5.3).



**Fig. 5.3** Mappa delle principali unità geologiche e lineamenti del settore alpino centro orientale. Sono indicate le tracce dei profili reinterpretati da Scarascia e Cassinis. In rosso è evidenziata la regione su cui è stata indirizzata la seconda analisi delle strutture di velocità con il GA (da Scarascia e Cassinis, 1997).

I parametri dello spazio di ricerca sono 13: il rapporto  $V_P/V_S$  entra nella sua definizione mentre la profondità dell'interfaccia tra l'ultimo strato e il semispazio sottostante viene fissata a 30 km. Sono effettuate due inversioni, entrambe sulla base del sistema fisico meglio limitato ( $\Delta T_{S-P} = 4s$  e stazioni sopra l'area di 30 km dal lago). La prima adotta quindi integralmente il dataset utilizzato per STR7 (o STR8) di figura 5.2. La seconda ne adotta una selezione, filtrando (ed escludendo) gli eventi identificati da meno di 8

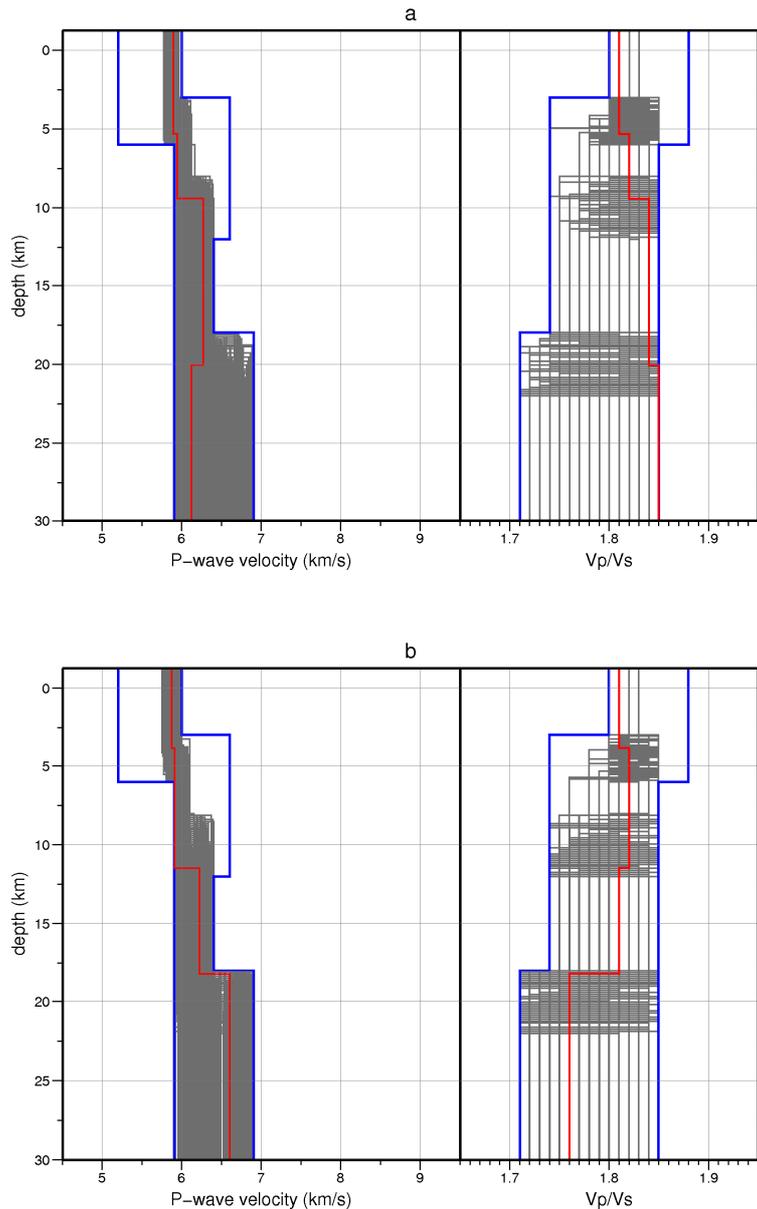
fasi, allo scopo di aumentare i vincoli nel calcolo degli RMS per i singoli terremoti. La figura 5.4 rappresenta, per entrambi i dataset - che chiameremo 5F (almeno 5 fasi) e 8F (almeno 8 fasi) -, la distribuzione di frequenza degli eventi, rispetto al numero di stazioni triggerate e al numero di fasi *P* ed *S* riconosciute. Nella selezione da 5F a 8F il numero di eventi diminuisce drasticamente, passando da 278 a 118.



**Fig. 5.4** Distribuzione degli eventi contenuti nei dataset 5F e 8F rispetto al numero di stazioni triggerate (colonna a sinistra) e al numero di fasi registrato (colonna di destra).

I criteri di termine del processo di ricerca iterativo sono i medesimi già utilizzati nelle inversioni precedenti, per quanto riguarda il raggiungimento dell'“optimum” genetico (20% di individui con  $RMS \leq 0.05s$ ); mentre il numero di generazioni è stato incrementato a 200 (ognuna, come in precedenza costituita da 100 individui).

I risultati di questi due ulteriori processi di inversione mediante GA sono illustrati in figura 5.5.



**Fig. 5.5** Rappresentazione dei risultati finali di ricerca tramite GA della struttura di velocità sui dataset 8F (a) e 5F (b). In rosso la struttura di velocità “migliore”, associata al valore inferiore di RMS; in blu i limiti dello spazio di ricerca; in grigio il 5% “migliore” delle strutture di velocità indagate.

Il valore dell’RMS, sistematicamente maggiore nell’inversione con un numero maggiore di fasi (8F), riflette il peggioramento nel fitting dei dati all’aumentare del numero di osservazioni relative ai singoli eventi (i valori migliori sono 0.07917 s per 5F e 0.11644 s per 8F). Le distribuzioni dei parametri ottenute per entrambe le inversioni sono simili, in relazione alle profondità effettivamente investigate. Sulla base di quanto osservato in precedenza, le osservazioni non risultano informative per profondità

superiori a circa 12 km. Proprio entro questa profondità, in entrambi i casi valutati la struttura migliore in termini di RMS presenta un andamento piuttosto anomalo del rapporto  $V_P/V_S$ . Questa anomalia inattesa è particolarmente evidente nella rappresentazione dei risultati dell'inversione sul dataset 8F, dove il rapporto  $V_P/V_S$  appare monotono e crescente con la profondità. Il rapporto delle velocità dipende da molteplici fattori tra cui litologia, caratteristiche strutturali e tessiturali, presenza e dimensioni delle fratture, presenza di fluidi, temperatura e pressione (Faccenda *et al.*, 2007). Generalmente tale rapporto diminuisce con la profondità, ma può mostrare locali anomalie, ad esempio, in presenza di fluidi che possono diminuire la  $V_S$  relativamente alla  $V_P$  e di conseguenza produrre un aumento del valore del rapporto. Un aumento di  $V_P/V_S$ , come rappresentato in figura 5.5, non è teoricamente in contrasto con l'assetto di ripetizioni stratigrafiche legate ai principali sovrascorrimenti, e il conseguente effetto dei fluidi nella porzione fratturata. La regione analizzata, stante il taglio di eventi con  $\Delta T_{S-P} < 4$  s è molto ristretta. Le deboli differenze tra i due risultati ottenuti possono essere in parte attribuite alla diversa distribuzione nello spazio degli eventi considerati, che non viene impoverita in modo uniforme nel passaggio da 5F a 8F. Fissate le "dimensioni" di un evento, il numero delle fasi riconosciute da una rete di stazioni diminuisce infatti con la sua distanza media dai ricevitori. In questo modo 8F seleziona prevalentemente gli eventi mediamente più vicini al baricentro della rete di Ravedis. È tuttavia piuttosto difficile ipotizzare un andamento crescente del rapporto  $V_P/V_S$  per l'intera zona indagata. Da un confronto tra i risultati delle inversioni ottenute sul medesimo dataset (STR7 di figura 5.2 e b di figura 5.5), diverse solo per la definizione dello spazio dei parametri, verifichiamo una buona corrispondenza dei valori di  $V_P$  per le profondità superficiali, mentre il rapporto  $V_P/V_S$  non trova analoghe conferme. Alla profondità di circa 12 km si verifica per entrambe le inversioni la saturazione dello spazio di ricerca, attribuito ad una sensibile riduzione dell'informazione.

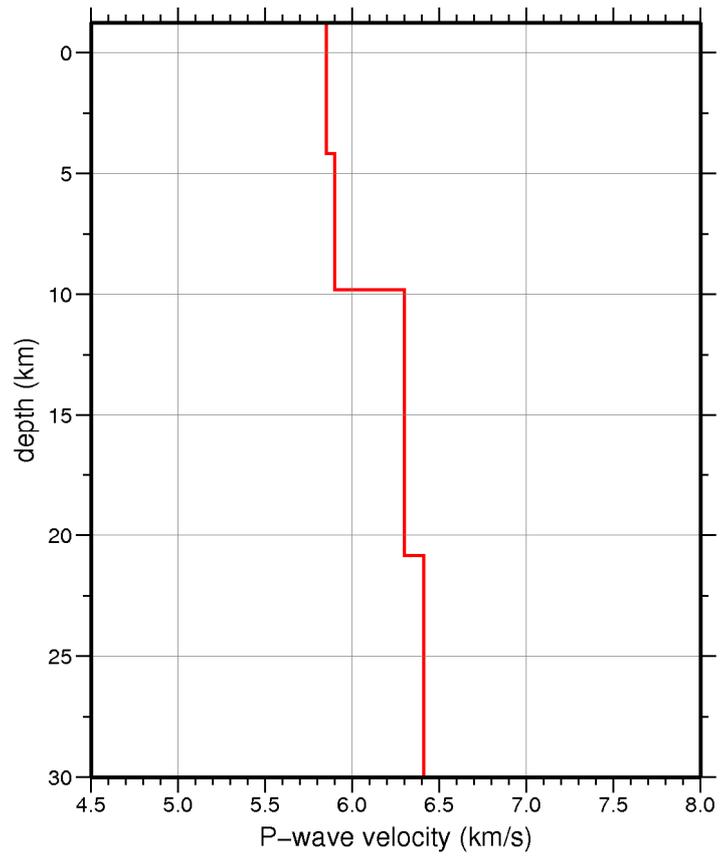
## 5.4 Scelta della struttura di velocità e osservazioni

La scelta della struttura di velocità utilizzata per la localizzazione degli eventi è stata effettuata tra le strutture candidate restituite dall'inversione sul dataset 8F. In particolare sono state selezionate le strutture caratterizzate da un andamento non crescente del

rapporto  $V_P/V_S$  nei primi 15 km e tra queste, è stata preferita quella associata all'RMS medio inferiore (RMS=0.11657 s). Questa struttura (Fig. 5.6) presenta un rapporto  $V_P/V_S$  costante pari a 1.81, in buon accordo con il valore di 1.82 restituito dall'interpolazione dei punti nel diagramma di Wadati relativo alle osservazioni degli eventi. La velocità delle onde  $P$  non mostra inversioni con la profondità.

Riguardo i possibili rapporti tra velocità e litologia, diversi parametri condizionano le proprietà meccaniche delle rocce e di conseguenza la correlazione non è univocamente definita. Trascurando l'anisotropia strutturale manifestata a vari livelli da tutti i litotipi, in particolare dalle rocce metamorfiche, esperimenti di laboratorio evidenziano l'influenza delle condizioni di pressione, temperatura e pressione dei fluidi sulle velocità sismiche dei diversi materiali (Faccenda *et al.*, 2007). Pur ammettendo di conoscere come queste condizioni variano con la profondità, le strutture di velocità ottenute con la precedente analisi non sono univocamente riconducibili alle formazioni che contribuiscono all'assetto stratigrafico crostale, vista anche la semplificazione monodimensionale richiesta.

Il primo strato, caratterizzato da  $V_P$  pari a 5.85-5.90 km/s, dovrebbe tradurre in un valore medio le velocità delle principali litologie affioranti (dolomie triassiche, carbonati jurassico cretacici, flysch paleogenici, depositi quaternari). La situazione stratigrafica è ulteriormente complicata dal forte raccorciamento crostale subito dalla catena sudalpina orientale dal Miocene medio in poi con lo scollamento delle coperture mesozoiche e le conseguenti duplicazioni di porzioni della serie stratigrafica originaria. La suddivisione del profilo di velocità nei primi 10 km è trascurabile, mentre il salto di velocità modellato a 6.3 km/s corrisponderebbe, nelle correnti interpretazioni, al passaggio alla crosta inferiore. Ulteriori variazioni di velocità a profondità più elevate sono completamente non vincolate nel presente dataset. Sottolineo quindi che lo spazio di ricerca è stato costruito esclusivamente sulla scorta delle informazioni ottenute dai profili sismici, mentre la relazione con l'assetto stratigrafico-strutturale, pur implicita in queste informazioni rimane non definita.



**Fig. 5.6** Struttura di velocità scelta per la localizzazione degli eventi identificati dalla Rete Ravedis. Il rapporto  $V_P/V_S$  è costante e pari a 1.81.



# CAPITOLO VI

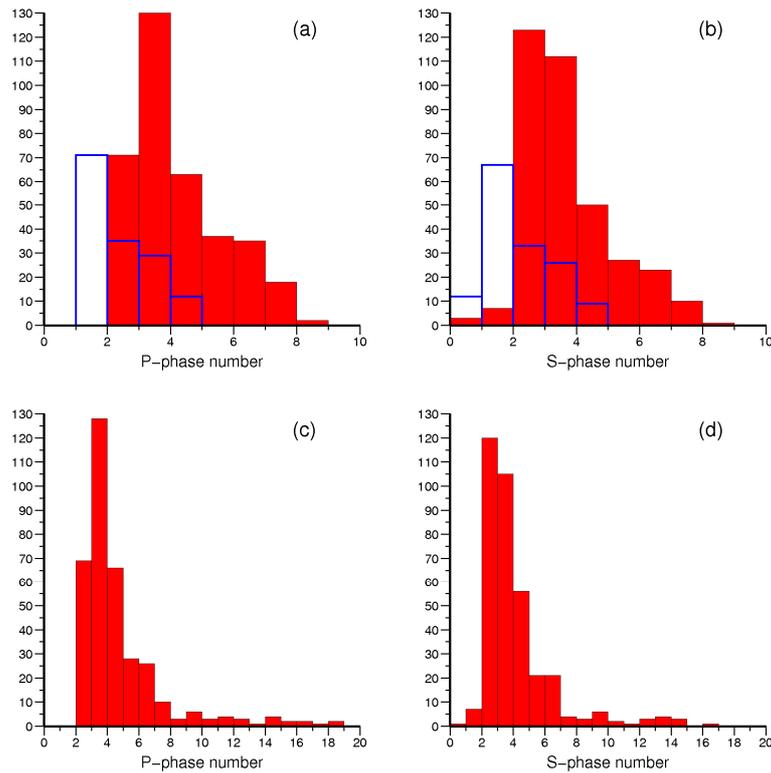
## LOCALIZZAZIONE DEGLI EVENTI

### 6.1 Introduzione

Il dataset di eventi riconosciuti nel segnale delle stazioni della Rete Ravedis, selezionati e piccati come descritto nel capitolo III, è stato elaborato con diversi metodi, per valutare la distribuzione nello spazio degli eventi sismici, e l'affidabilità delle localizzazioni ottenute. In questo capitolo descriverò dapprima i risultati ottenuti con l'utilizzo del codice Hypoellipse, confrontandoli poi con altre procedure utilizzate a fini di test.

### 6.2 Localizzazione con Hypoellipse

La localizzazione è stata indirizzata ai soli eventi identificati con almeno 4 fasi ( $P$  o  $S$ ) per i quali la differenza  $\Delta T_{S-P}$ , qualora disponibile, sia risultata mediamente inferiore o uguale a  $4s$ , in accordo al carattere locale del presente studio. Gli eventi per i quali non è stato possibile leggere la fase  $S$  sono comunque considerati in questa fase e la loro localizzazione viene completamente valutata a posteriori. Inoltre il numero di stazioni è limitato alle nove più prossime all'area di interesse, poste ad una distanza non superiore a circa 30 km, nell'ottica di non introdurre uno shift sistematico delle localizzazioni in funzione della disomogenea loro distribuzione (l'area infatti è densamente coperta nel primo quadrante, mentre poco rappresentati sono i quadranti di SE e NO). Il dataset di osservazioni comprende 356 eventi. Un quadro sintetico e rappresentativo di queste osservazioni è restituito negli istogrammi di figura 6.1(a, b), dove viene illustrata la distribuzione degli eventi identificati, relativamente al numero di stazioni triggerate e di fasi  $S$  riconosciute.

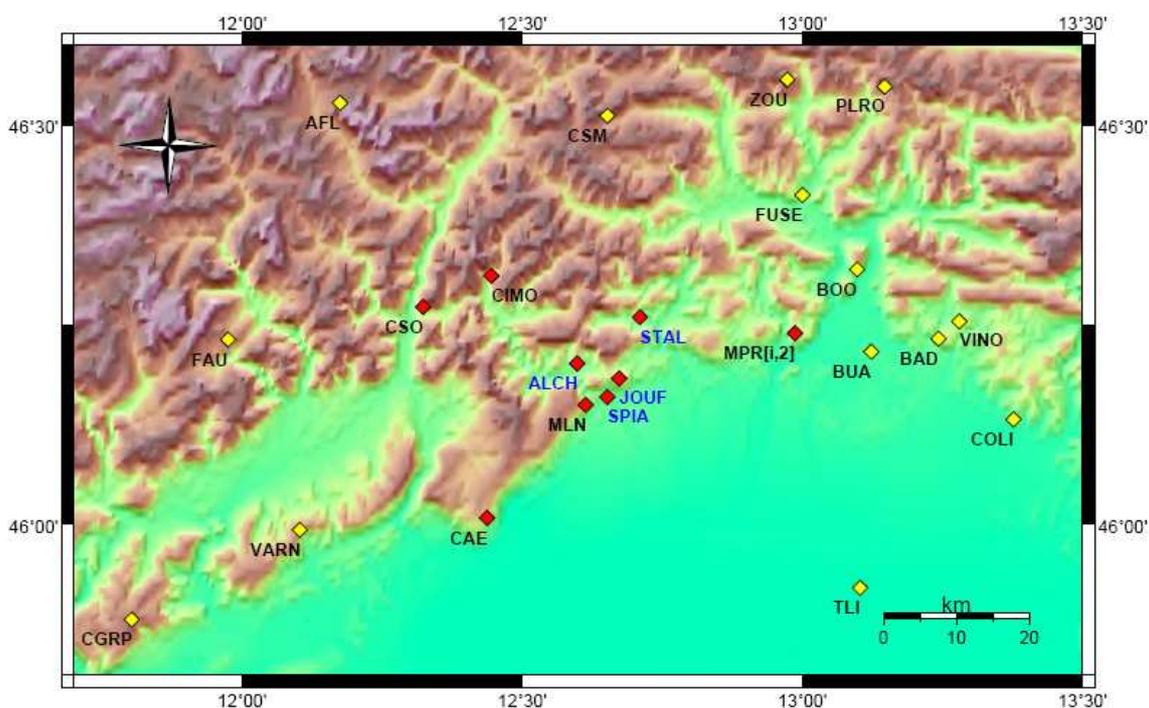


**Fig. 6.1** Distribuzione degli eventi individuati e considerati nell’analisi di localizzazione rispetto al numero delle stazioni triggerate (che equivale al numero di fasi  $P$ ) e fasi  $S$  riconosciute. Sono considerati due dataset distinti, entrambi rispondenti al criterio di  $\Delta T_{S-P} \leq 4s$ . (a,b) dataset di 356 eventi utilizzando le 9 stazioni più vicine all’area di interesse; (c,d) dataset di 358 eventi osservati dalle 23 stazioni rappresentate in figura 6.2.

A favore della scelta adottata di limitare il numero di stazioni, si osserva come il numero di eventi che ha illuminato la totalità delle stazioni è davvero esiguo (2 eventi); mentre più di un terzo degli eventi riconosciuti è identificato da solamente tre stazioni (130 eventi). Le informazioni contenute nella figura confermano la scarsità di “forti” terremoti, capaci cioè di generare un segnale visibile alla totalità delle stazioni presenti nell’area. Il picco a 3 stazioni è invece da attribuire alla presenza delle tre stazioni della Rete Ravedis (le stazioni diventano quattro dal gennaio 2008). In particolare, il picco può essere una combinazione dell’effetto locale di infittimento spaziale delle misure con la diversa sensibilità al segnale sismico in relazione agli algoritmi STA/LTA adottati, diversi per la Rete Ravedis e per la rete di stazioni a corto periodo gestita da OGS. In blu viene riportato il dataset di osservazioni, privato delle stazioni Ravedis e della stazione a banda larga CIMO allo scopo di valutarne il contributo per confronto. Per quanto riguarda le altre stazioni a banda larga, FUSE non è compresa nella distanza di circa 30 km dall’invaso, mentre MPR2, sostituendo nelle osservazioni la stazione a

corto periodo MPRI, è presente in entrambi i dataset rappresentati. È evidente il contributo delle stazioni della Rete Ravedis alla registrazione di eventi locali, documentato dallo spostamento del picco di frequenza degli eventi verso un numero maggiore di stazioni triggerate e fasi *S* riconosciute.

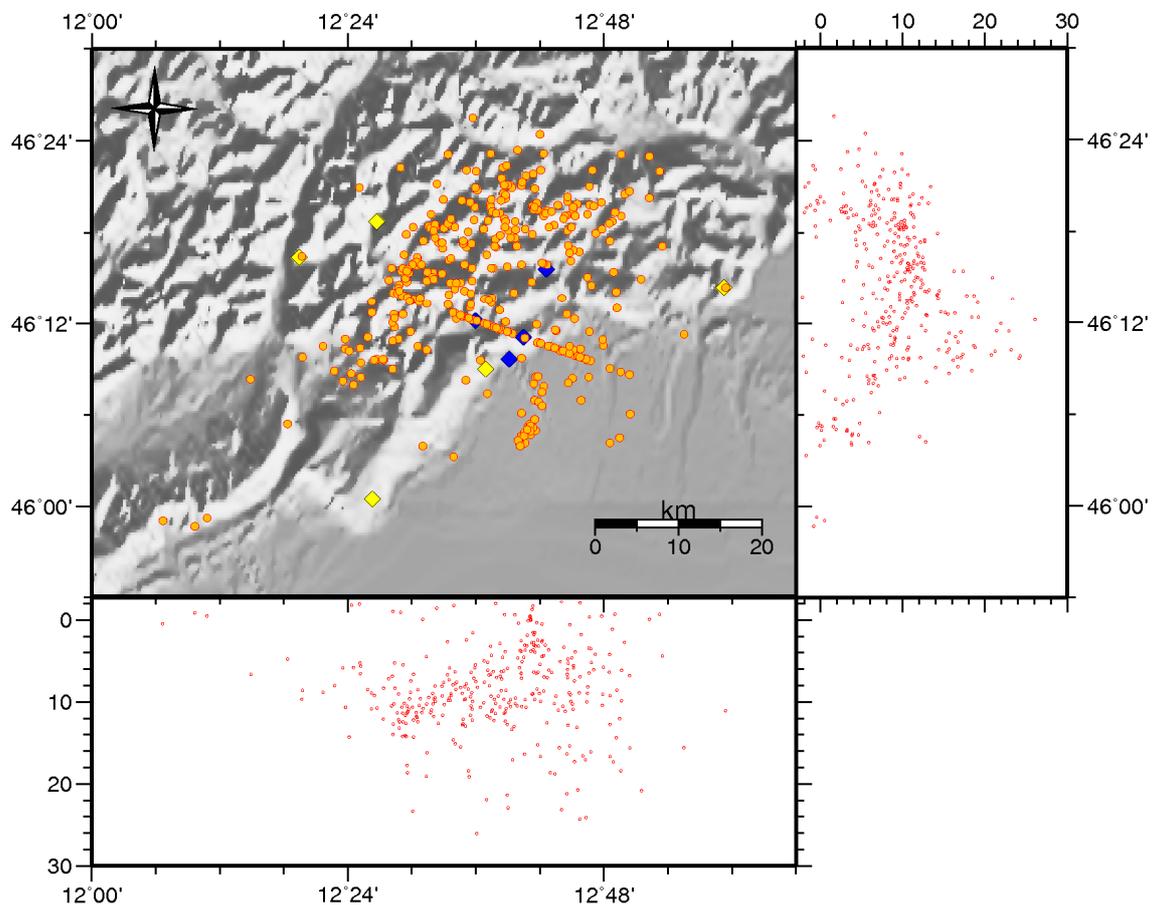
Ampliando il numero di stazioni a 23 per tentare di migliorare la copertura azimutale dell'area (Fig. 6.2), e mantenendo gli stessi criteri di selezione degli eventi (massimo intervallo  $\Delta T_{S-P}$  pari a 4s e 4 fasi almeno per evento), il dataset di terremoti aumenta di due unità (358). In figura 6.1(c, d) si osserva che i picchi di frequenza non cambiano mentre le osservazioni aumentano solo per un ridotto numero di eventi. Nella figura 6.1-b si osservano infine tre eventi per cui non è stata riconosciuta la fase *S* (prima barra dell'istogramma).



**Fig. 6.2** Stazioni utilizzate per le localizzazioni: in rosso quelle entro circa 30 km dall'invaso. Le sigle in blu distinguono le stazioni della Rete Ravedis.

I parametri di controllo utilizzati per la localizzazione con Hypoellipse sono riportati in Appendice B. La localizzazione degli eventi nello spazio è rappresentata in figura 6.3, secondo uno schema molto utilizzato nel prosieguo. Il sistema crostale indagato è assimilato ad un parallelepipedo e la figura rappresenta la proiezione degli ipocentri su

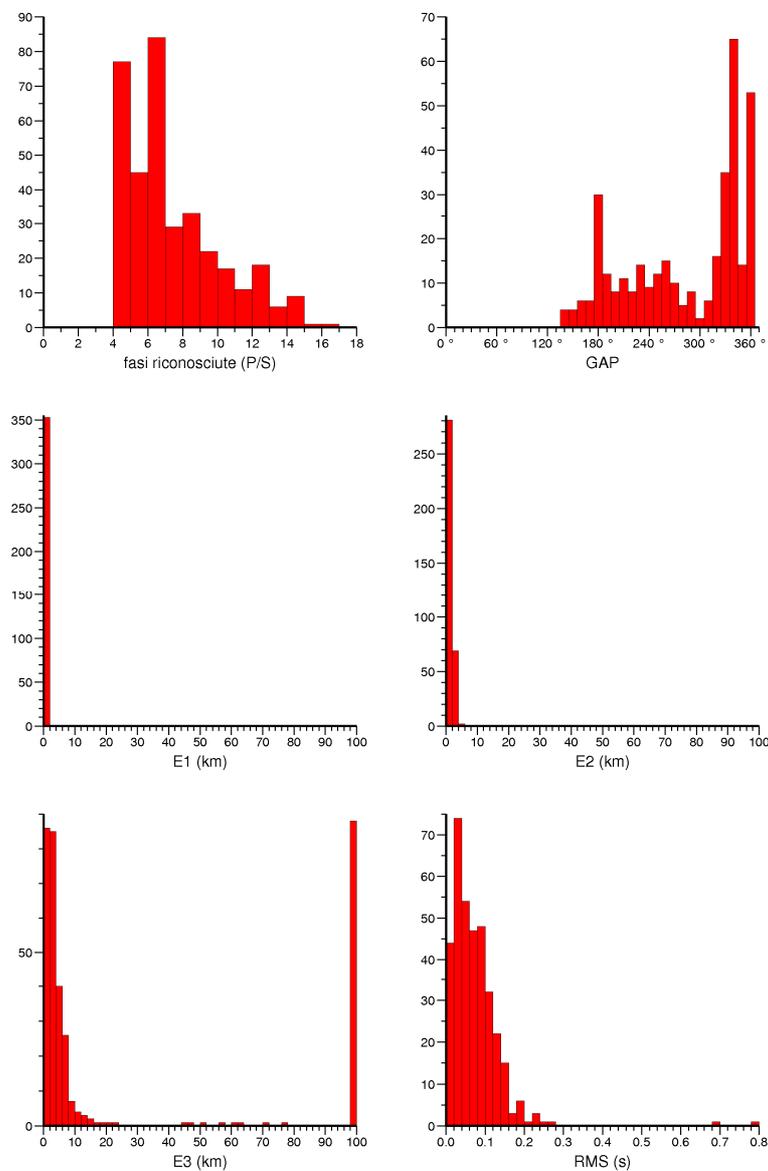
due facce verticali e sulla faccia orizzontale superiore (in quest'ultimo caso i punti rappresentano gli epicentri). Il vertice SE della mappa corrisponde al vertice comune alle tre facce del parallelepipedo. In figura sono riportati 353 eventi. I tre eventi esclusi corrispondono agli eventi introdotti nel dataset senza che il valore di  $\Delta T_{S-P}$  fosse definito e risultano effettivamente localizzati al di fuori dell'area di interesse. La figura 6.3 evidenzia almeno due elementi problematici: il primo riguarda il marcato allineamento di epicentri in mappa, con direzione circa ONO-ESE; il secondo è invece relativo a valori di profondità negative, ovvero di eventi localizzati sopra il livello medio del mare, come si osserva sulle facce verticali del parallelepipedo.



**Fig. 6.3** Rappresentazione delle localizzazioni ottenute con Hypoellipse dal dataset di 353 eventi identificati dalla Rete Ravedis. In giallo sono rappresentate le stazioni a corto periodo o a banda larga utilizzate. In blu, le stazioni della Rete Ravedis.

Per approfondire l'analisi sulle localizzazioni si è fatto ampio uso di rappresentazioni mediante istogrammi. In particolare, la figura 6.4 rappresenta la distribuzione degli

eventi localizzati in relazione ai seguenti parametri: numero di fasi, GAP, dimensione dei semiassi degli ellissoidi d'errore ed RMS. Il GAP è un parametro sismometrico che rappresenta la massima separazione angolare tra due stazioni consecutive che hanno registrato l'evento, rispetto all'evento stesso. Osserviamo che il maggior numero di eventi è associato a 6 osservazioni, mentre la classe di minimo relativo a 5 fasi è spiegabile con la tendenza a privilegiare le classi pari rispetto alle dispari (unica eccezione lo scambio tra 9 e 10), indicazione di una maggiore rappresentatività nel dataset di riconoscimenti di coppie *P* ed *S* rispetto a identificazioni limitate alla fase *P*.



**Fig. 6.4** Distribuzione degli eventi localizzati con Hypoellipse e rappresentati in figura 6.3, in funzione di: numero di fasi riconosciute, GAP, valore dei semiassi dell'ellissoide d'errore ( $E1 < E2 < E3$ ), RMS.

I valori di GAP sono piuttosto elevati, sintomo di una povera copertura azimutale; osserviamo inoltre due picchi a 180° e 360° che saranno spiegati a breve nel prosieguo. I valori dei semiassi degli ellissoidi d'errore ( $E1 < E2 < E3$ ) evidenziano circa 90 eventi con una direzione assolutamente non vincolata. Per questi eventi ( $E3=99$  km) le osservazioni a disposizione sono evidentemente insufficienti per essere invertite in un modello di localizzazione accettabile. L'RMS si attesta complessivamente su valori buoni, con la frequenza massima tra 3 e 4 decimi di secondo. Dei due outlier evidenziati in figura, il più lontano ha un errore massimo in profondità di 17 km e di poche centinaia di metri nelle direzioni orizzontali; l'altro di appena 1 km in profondità e di 1.36 km nella direzione orizzontale più incerta.

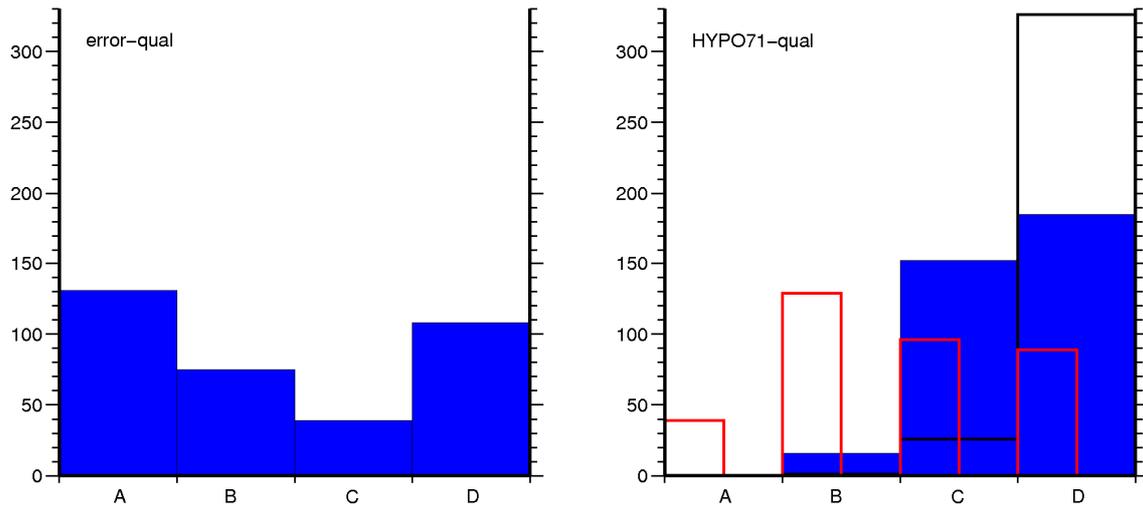
Hypoellipse definisce due criteri per la valutazione della qualità di un evento. Questa può essere definita esclusivamente in base al valore massimo tra gli errori orizzontali e verticale, secondo i seguenti valori di soglia:

A	< 1.34 km
B	< 2.67 km
C	< 5.35 km
D	> 5.35 km

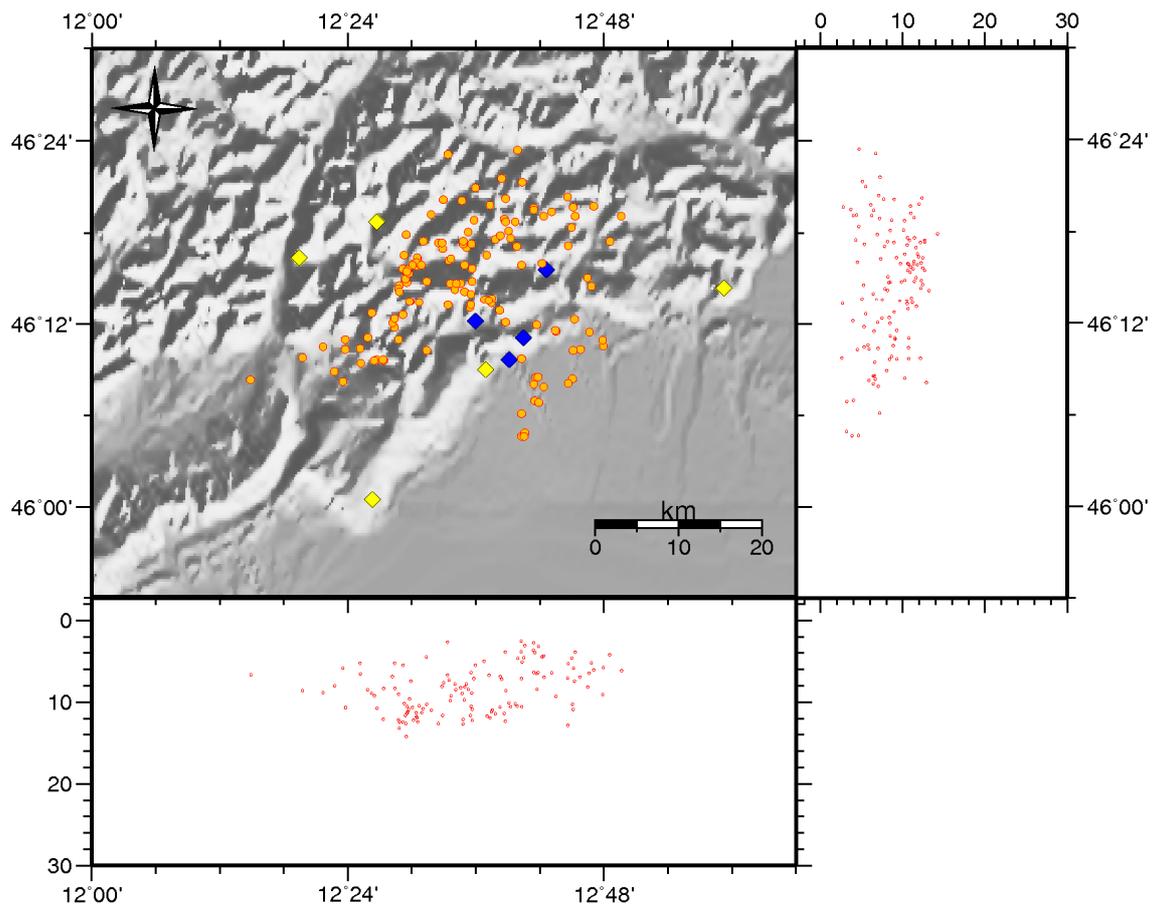
Oppure può essere definita analogamente alle specifiche adottate da HYPO71 (Lee e Lahr, 1975). In questa seconda modalità, la qualità è una sintesi di due valutazioni: la prima riguarda i parametri calcolati dall' algoritmo: RMS, massimo errore orizzontale ed errore verticale; la seconda riguarda le osservazioni utilizzate per la localizzazione, in particolare la copertura delle stazioni, in termini sia azimutali (GAP) che di distanza, e il numero di fasi utilizzate per la localizzazione. I criteri precisi adottati per questa seconda classificazione multiparametrica della qualità sono riportati in Appendice C.

La figura 6.5 illustra la distribuzione degli eventi in base alle due classificazioni di qualità ed evidenza in particolare il ruolo dell' inadeguata distribuzione spaziale delle osservazioni nel ridurre notevolmente la bontà dei risultati.

Limitando la localizzazione agli eventi di qualità A, evidentemente riferita ai soli parametri di errore spaziale, viene eliminato tanto il marcato allineamento di epicentri, quanto la presenza di ipocentri sopra il livello del medio mare (Fig. 6.6).

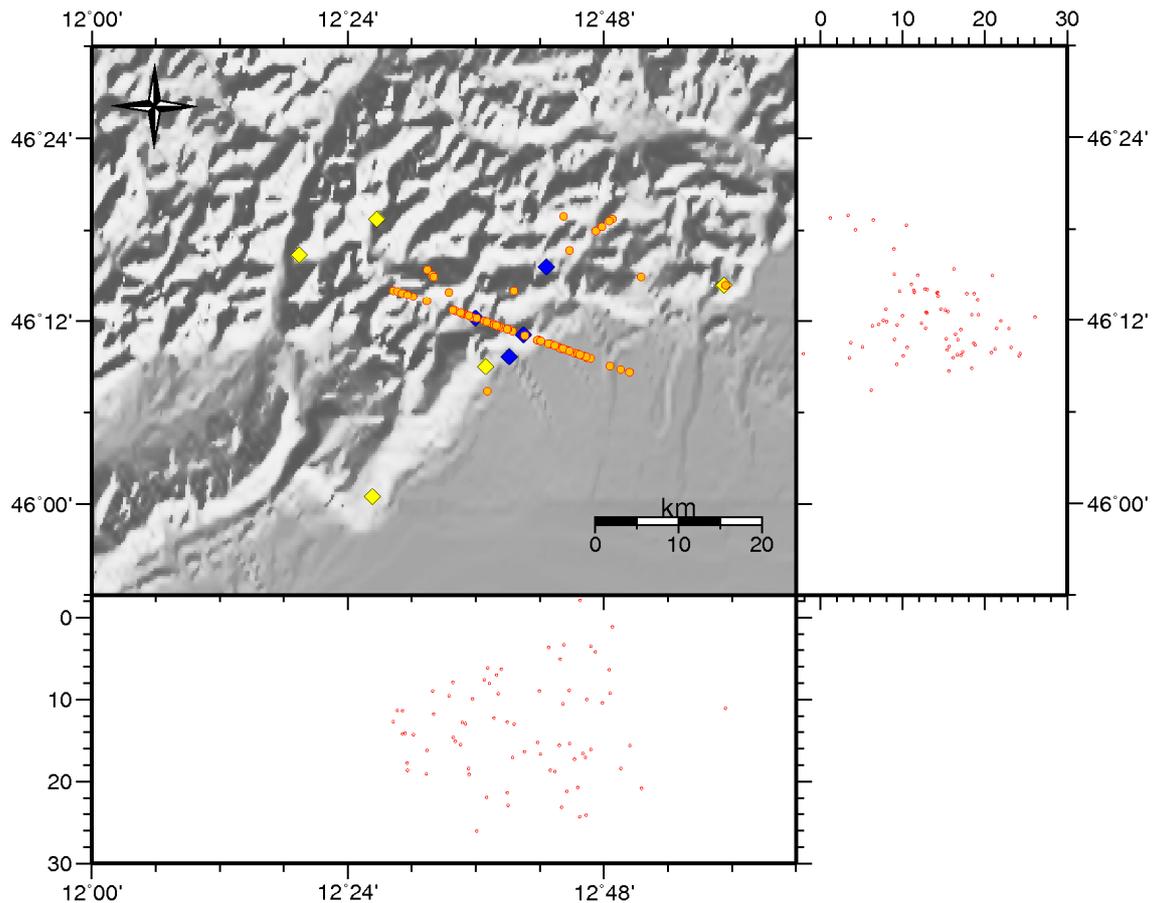


**Fig. 6.5** Distribuzione degli eventi localizzati con Hypoellipse e rappresentati in figura 6.3, in funzione delle due classificazioni di qualità utilizzate. La figura di sinistra rappresenta la qualità basata sull'ellissoide d'errore ("error-qual"); la figura di destra rappresenta invece la qualità in stile HYPO71 ("HYPO71-qual"): complessiva (istogramma in nero); relativa a parametri d'errore ed RMS (istogramma in rosso); relativa alla copertura delle stazioni (istogramma blu).



**Fig. 6.6** Rappresentazione delle localizzazioni di qualità A ottenute con Hypoellipse (131 eventi) dal dataset di 353 eventi identificati dalla Rete Ravedis.

L'allineamento di epicentri è una conseguenza della scarsità di osservazioni. Escludendo infatti dal dataset di osservazioni gli eventi identificati da almeno tre stazioni e rappresentando le localizzazioni residue, possiamo osservare diversi allineamenti: quello già evidenziato precedentemente (Fig. 6.3) e altri, che in prima battuta erano apparsi meno evidenti (Fig. 6.7).



**Fig. 6.7** Rappresentazione delle localizzazioni per eventi con meno di tre stazioni.

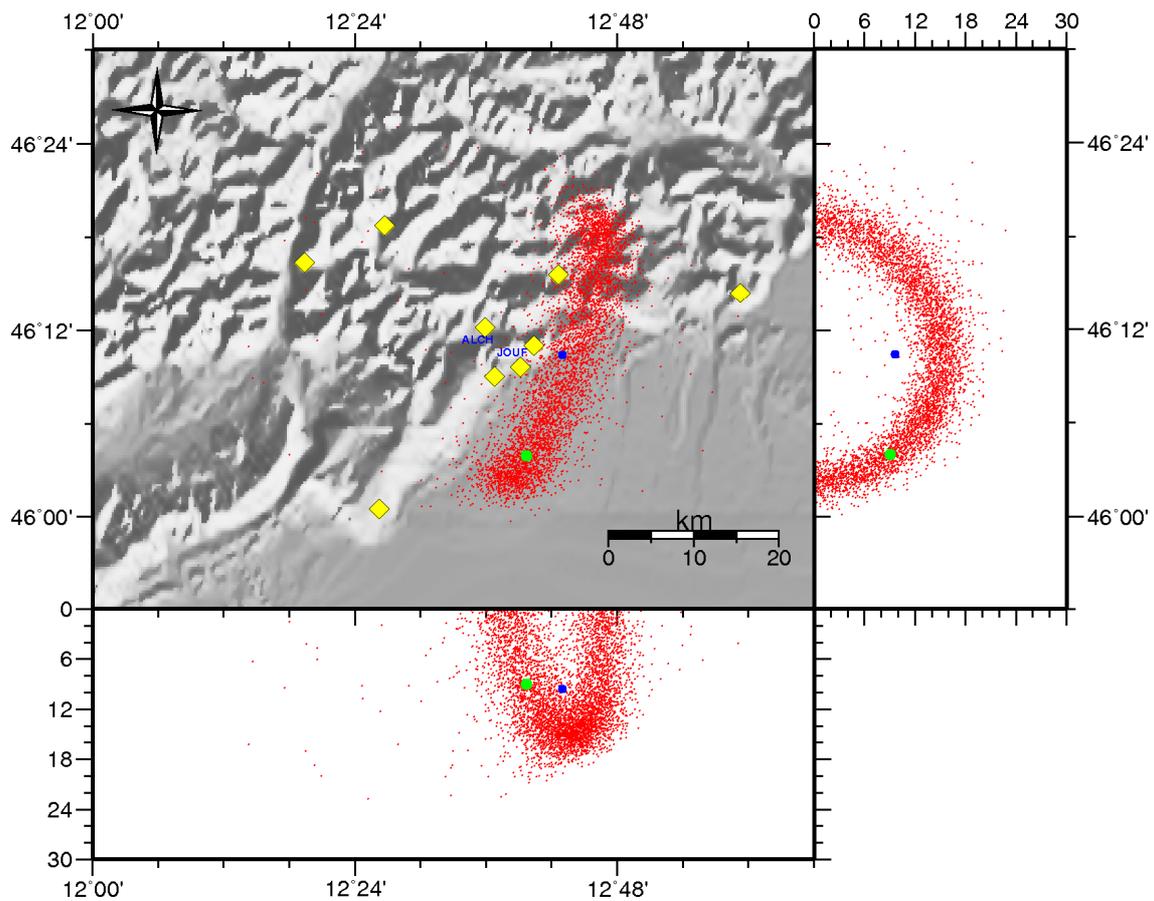
Il GAP di questi eventi assume unicamente due valori:  $180^\circ$  e  $360^\circ$ . In entrambi i casi l'evento è pertanto sulla retta che congiunge le due stazioni. Quando il GAP è  $180^\circ$  l'epicentro sta sul segmento che congiunge le stazioni; quando il GAP è  $360^\circ$  l'evento non appartiene al segmento. L'errore verticale è sempre pari al massimo consentito dal programma Hypoellipse (99 km), così come una delle due componenti dell'errore orizzontale; l'altra è sempre di poche centinaia di metri, tranne un unico caso in cui è pari a 8.88 km. Sottolineo che ognuno degli eventi rappresentati in figura 6.7 è

localizzato utilizzando esclusivamente quattro osservazioni: due coppie di fasi  $P$  ed  $S$ . Ragionando in termini di semplici EDT (paragrafo 4.5), possiamo immaginare la localizzazione come l'intersezione di due subsfere. Ogni subsfera è associata ad una stazione che ne rappresenta il centro ed è definita come luogo dei punti dello spazio per cui la differenza tra gli arrivi alla stazione delle fasi  $P$  ed  $S$  è costante ed uguale al valore osservato. In altre parole, ognuna delle due semplici superfici EDT rappresenta il luogo dei possibili ipocentri, in riferimento alle osservazioni da una singola stazione. L'intersezione delle due superfici subsferiche limita ad una curva, dall'approssimativo aspetto di una circonferenza, il luogo dei punti candidati ad essere ipocentro. Essendo questo il caso di stazioni poste in superficie, la curva diventa una semicirconferenza. Tuttavia, il set di informazioni disponibili non permette di aggiungere ulteriori vincoli alla localizzazione. Anche considerando la terza possibile EDT (l'iperboloide definito dal luogo dei punti per cui la differenza tra i tempi di arrivo delle fasi  $P$  alle due stazioni è costante e pari al valore osservato), non si aggiungono ulteriori vincoli. La localizzazione potrebbe invece beneficiare di ulteriori informazioni relative all'azimut dell'evento rispetto alle stazioni riceventi, basate sull'angolo di incidenza. Questo implica però un'analisi più approfondita e complessa delle forme d'onda, non limitata alla sola individuazione delle fasi.

A tale scopo ho sperimentato l'utilizzo del software MIMO (MICROSEISMIC MONITORING), adottato al NORSAR (<http://www.norsar.no/>) per l'individuazione e la localizzazione della microsismicità; esso utilizza metodi di picking automatici basati su filtri d'errore predittivo e analisi di polarità, e consente pertanto la determinazione automatica dell'azimut. Al momento della visita di studio che ho effettuato dal maggio al luglio 2008 presso il centro di ricerca norvegese, il dataset di forme d'onda a mia disposizione era molto ridotto rispetto al dataset attuale e non mi ha consentito di procedere ad un lavoro di localizzazione degli eventi identificati. I test allora effettuati erano finalizzati ad un utilizzo futuro di MIMO, nell'ipotesi di riuscire ad ampliare il dataset a disposizione. Questo è stato fatto solo recentemente, attraverso l'installazione di STAL (gennaio 2008) e il recupero dei dati delle stazioni a banda larga (ottobre 2008). La rielaborazione completa degli eventi tramite questo strumento di analisi è pertanto posticipata alle future fasi di ricerca.

La ragione per cui tra i possibili candidati all'ipocentro venga sistematicamente scelto il punto contenuto nel piano verticale passante per le stazioni può essere verosimilmente

riconducendo al metodo adottato per valutare la localizzazione iniziale (il modello iniziale). La localizzazione mediante un metodo non lineare (NonLinLoc, descritto approfonditamente nel paragrafo 6.4) è molto didascalica, se associata ad una rappresentazione della funzione densità di probabilità mediante nuvola di punti. In particolare risulta molto evidente la curva che nasce dall'intersezione delle superfici EDT (Fig. 6.8).

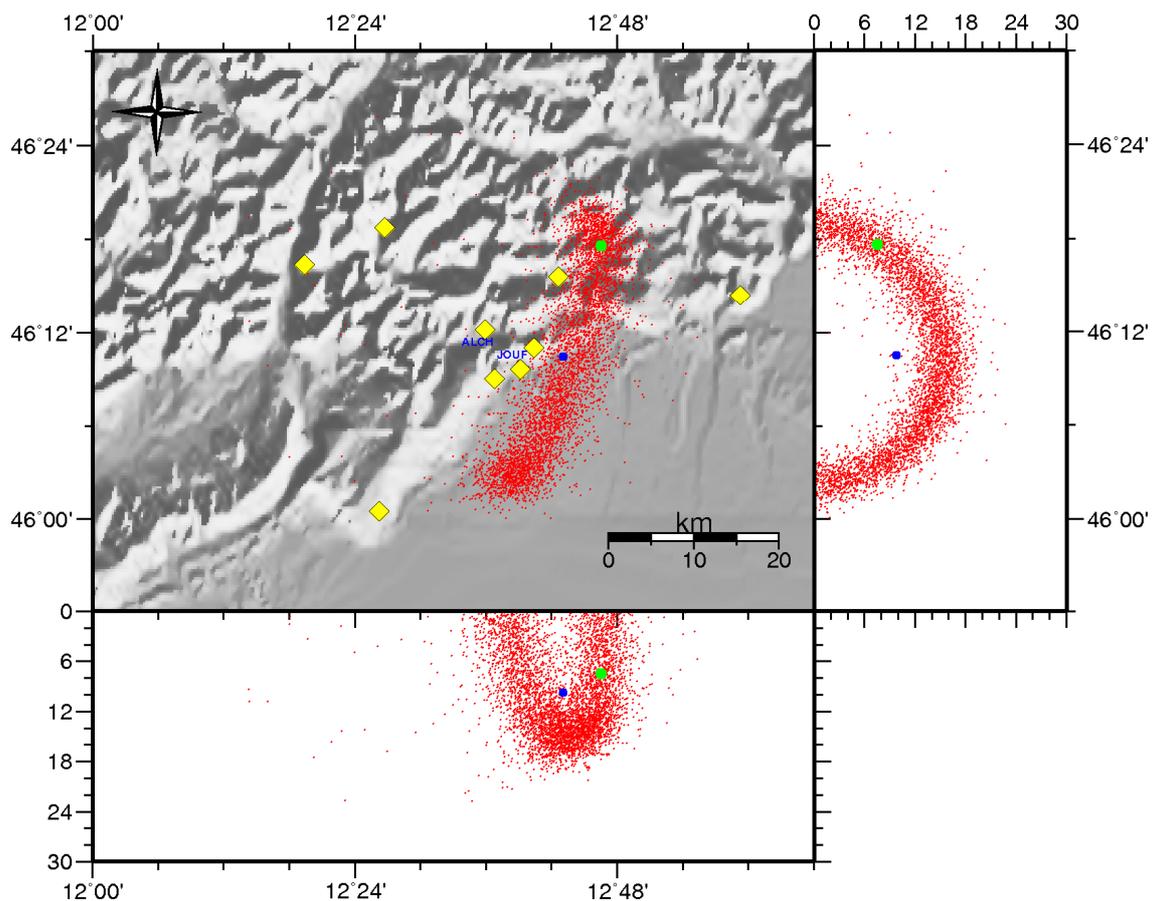


**Fig. 6.8** Rappresentazione della localizzazione e della PDF associata, ottenuta mediante il programma NonLinLoc, di un evento identificato da due coppie di fasi *P* ed *S*. In verde è rappresentata la localizzazione più probabile; in blu la localizzazione attesa, equivalente al modello restituito dai metodi di localizzazione tradizionali (Hypoellipse). Le stazioni sono rappresentate dai simboli in giallo, mentre quelle che hanno registrato l'evento sono accompagnate dal codice stazione.

La figura rappresenta in verde il punto di massima probabilità e in blu la localizzazione attesa, calcolata dalla PDF e corrispondente alla localizzazione effettuata con Hypoellipse. La differenza tra le localizzazioni definite dalla massima probabilità e dal valore atteso è da attribuire al diverso approccio di inversione adottato. Il peso delle

osservazioni modifica la localizzazione dell'algorithmo non lineare, mentre risulta praticamente ininfluente nell'approccio lineare. Nuove indagini debbono essere effettuate a tal proposito; tuttavia a puro titolo di esempio si osservi come l'evento rappresentato in figura 6.8 subisca una notevole variazione nella localizzazione più probabile, peggiorando il peso attribuito alla fase *P* della stazione JOUF (da 1 a 2), mentre la localizzazione attesa non subisce invece apprezzabili variazioni (Fig. 6.9). L'evento è individuato dalle seguenti osservazioni, riportate secondo le specifiche di uno dei formati di input di NonLinLoc, molto simile al formato di Hypoellipse:

```
JOUFiPd1 060319084909.66    11.94 S 2           13
ALCHiPc0 060319084909.92    12.53 S 2           16.
```



**Fig. 6.9** Analoga alla figura 6.8. Modificando il peso della fase *P* di JOUF, la PDF e la localizzazione attesa (in blu) risultano invariate mentre la localizzazione più probabile (in verde) si modifica sensibilmente.

### 6.3 Localizzazione relativa con HypoDD

Nel tentativo di migliorare la localizzazione degli eventi restituita da Hypoellipse è stato utilizzato il metodo delle doppie differenze, sviluppato da Waldhauser ed Ellsworth (2000). Il metodo adotta due insiemi di dati distinti ma omogenei che diventano pertanto oggetto delle medesime routine: dati contenuti nei normali cataloghi di terremoti, ovvero tempi di arrivo delle onde  $P$  ed  $S$ ; e dati da cross correlazione delle forme d'onda simili, seguendo il metodo cross-spectral proposto da Poupinet et al (1984). I dati da cross correlazione sono più accurati e precisi dei dati da catalogo ma si limitano ad eventi molto vicini tra loro, per cui la similarità tra le forme d'onda risulti elevata. In particolare per le fasi  $S$ , la precisione può aumentare di due ordini di grandezza (Waldhauser e Ellsworth, 2000). Nel presente studio l'analisi di cross-correlazione non è stata condotta e pertanto la rilocalizzazione viene limitata all'utilizzo dei tempi di arrivo letti in fase di picking.

La doppia differenza è il residuo tra le differenze, osservata e calcolata, fra due arrivi ad una singola stazione relativi a due eventi distinti. Ad esempio, sostituiscono nel metodo di Geiger l'osservazione del singolo arrivo  $P$  dell'evento  $i$  alla stazione  $k$ , con l'osservazione fornita dalla differenza tra le fasi  $P$  provenienti dalla coppia di eventi  $i$  e  $j$  alle stazioni  $k$ . Il metodo si fonda sul concetto che se la separazione ipocentrale tra due eventi è piccola, sia rispetto alla distanza che separa gli eventi dalla stazione che relativamente alle dimensioni delle eterogeneità nella struttura di velocità, allora i tragitti dei raggi sono simili lungo quasi l'intero percorso che separa l'area sorgente dalla comune stazione ricevente. In questa condizione, la differenza tra i tempi di arrivo dai due eventi riflette con molta accuratezza la relativa separazione ipocentrale. Eventuali errori, originati da una modellazione imprecisa della struttura di velocità relativa al volume comune ai due tragitti, si cancellano nelle doppie differenze; e infatti non si ha l'esigenza di alcuna correzione di stazione (nemmeno per quanto riguarda la topografia). Le osservazioni da tutte le coppie di ipocentri per una singola stazione e per tutte le stazioni vengono combinate nel seguente sistema di equazioni lineari:

$$\mathbf{WGm} = \mathbf{Wd} \tag{6.1}$$

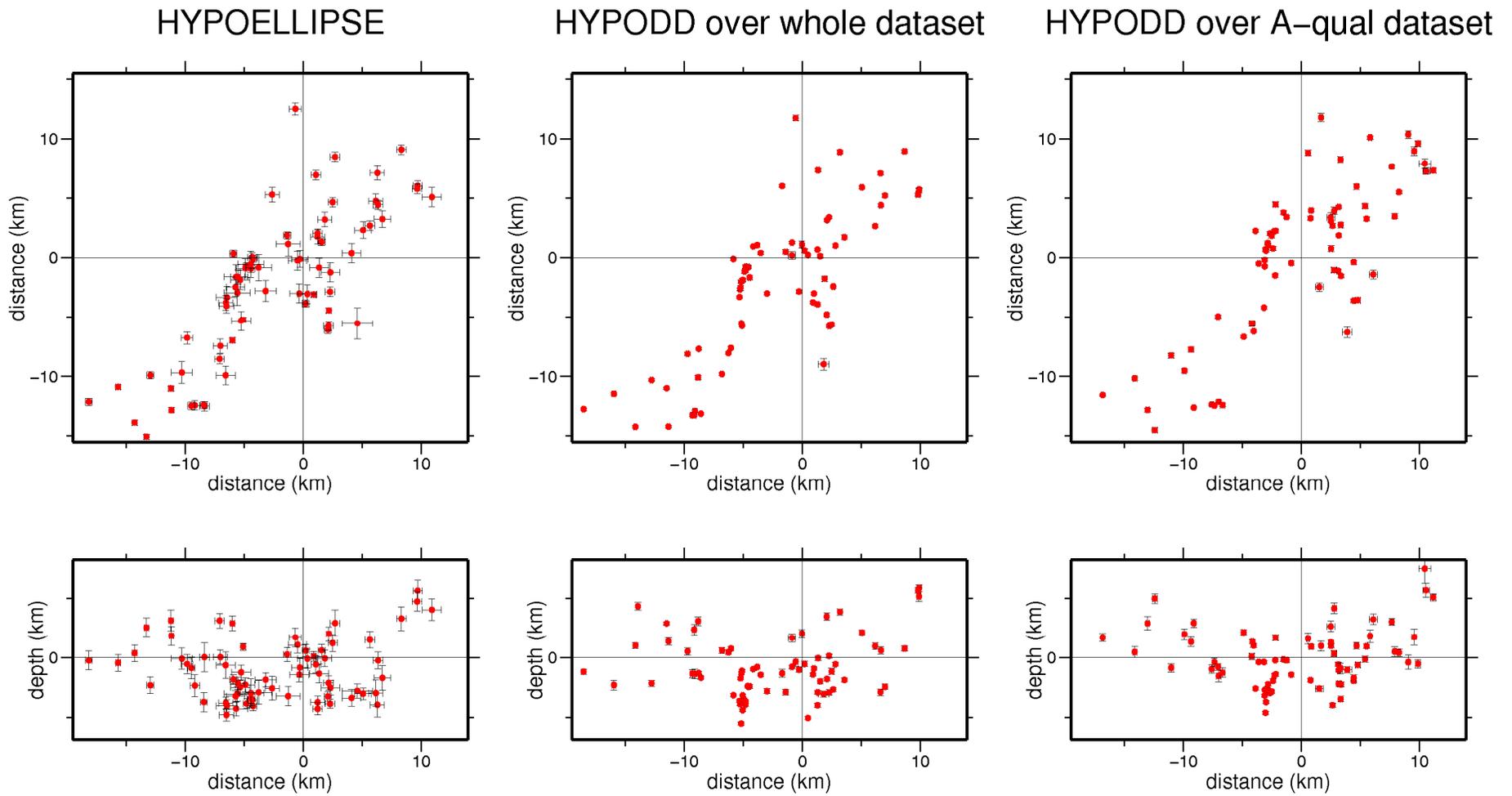
$\mathbf{G}$  è la matrice delle derivate parziali dei tempi di percorrenza rispetto ai parametri di modello  $(x,y,z,t)$  per ogni osservazione. Ha dimensioni  $M \times 4N$  dove  $M$  è il numero di osservazioni (doppie differenze) ed  $N$  è il numero di eventi. Ogni riga è formata da  $4N$  elementi di cui solo 8 non nulli.  $\mathbf{d}$  è il vettore  $M \times 1$  delle osservazioni, cioè delle doppie differenze.  $\mathbf{m}$  è il vettore  $4N \times 1$  delle perturbazioni dei modelli ipocentrali per le coppie di terremoti che vogliamo determinare.  $\mathbf{W}$  infine è la matrice diagonale  $M \times M$  dei pesi attribuiti alle singole osservazioni. La soluzione iniziale all'equazione (6.1) viene ottenuta a partire dalle localizzazioni restituite da Hypoellipse e utilizzando gli stessi pesi precedentemente adottati per la localizzazione “evento singolo”. Il processo viene iterato aggiornando di volta in volta le localizzazioni, i residui, le derivate parziali ed eventualmente i pesi, secondo uno schema di “*weighting e re-weighting*”. La matrice  $\mathbf{G}$  è fortemente sparsa e, per migliorare la stabilità numerica della soluzione del sistema di equazioni, le sue colonne vengono normalizzate mediante la norma L2 ( $|\mathbf{G} \mathbf{e}_i| = 1$  per  $i = 1, \dots, 4N$ ). Inoltre, se un evento è scarsamente collegato agli altri, non si riescono cioè a costruire un adeguato numero di osservazioni (almeno pari al numero di gradi di libertà, cioè 8, corrispondenti ai parametri di modello per una coppia di eventi), il sistema è mal condizionato e la soluzione può diventare fortemente instabile e dipendente dal metodo di soluzione adottato. In queste situazioni, piccole variazioni nei dati si traducono in forti variazioni delle soluzioni.

Il metodo delle doppie differenze è stato implementato da Waldhauser nel programma “HypoDD” (2001). La routine di rilocalizzazione vera e propria, che dà il nome al programma, è preceduta da un algoritmo (“ph2dt”) che ha il compito di provvedere ad una prima investigazione del dataset di osservazioni e di produrre un dataset di doppie differenze per eventi che siano adeguatamente collegati l'uno all'altro, così da ridurre la possibilità di introdurre nel sistema equazioni che lo rendano mal condizionato. L'algoritmo “hypoDD” assicura la connettività tra gli eventi, raggruppandoli in cluster distinti; all'interno di ognuno di questi, avvia la rilocalizzazione vera e propria. I tempi sono calcolati sulla base di una struttura di velocità semplice, con un massimo consentito di 12 strati piani paralleli e un rapporto  $V_P/V_S$  costante. Il programma offre due algoritmi di minimizzazione ai minimi quadrati: il metodo di decomposizione ai valori singolari (SVD) e il metodo dei gradienti coniugati (LSQR). Il metodo SVD funziona per cluster ridotti e per sistemi ben condizionati. E' da preferire al metodo LSQR, rispetto a cui restituisce una stima d'errore significativa. LSQR (Paige e

Saunders, 1982) è invece utile quando il sistema da risolvere diventa sensibilmente ampio. Con questo approccio viene risolta l'equazione (6.1), modificata dall'introduzione di un fattore di smorzamento per la regolarizzazione del sistema di equazioni che potrebbe non essere ben condizionato. Il fattore di smorzamento incide però anche sulla stima d'errore restituita da questa tecnica. L'errore stimato perde infatti ogni significato e ulteriori indagini diventano necessarie per una valutazione delle incertezze associate ai risultati delle localizzazioni.

I parametri che governano la selezione delle osservazioni e il loro utilizzo nella soluzione del sistema (6.1) sono all'interno dei file di configurazione dei due algoritmi "ph2dt" e "hypoDD", riportati in Appendice D. I principali parametri utilizzati da ph2dt sono MAXSEP e MINLNK. Questi rappresentano rispettivamente la massima distanza e il numero minimo di connessioni (osservazioni) tra due eventi affinché questi siano considerati collegati ed entrino nell'equazione (6.1). I parametri principali utilizzati da hypoDD sono OBSCT, WDCT e WRCT. Il primo è simile a MINLNK. Viene utilizzato da hypoDD per definire i cluster sulla base del minimo numero di osservazioni per coppia di eventi. WDCT e WRCT sono due parametri di peso che si aggiungono ai coefficienti assegnati ai pesi delle singole letture. In particolare, WDCT, simile a MAXSEP, rappresenta la massima distanza ammessa tra gli eventi rilocalizzati affinché le loro osservazioni non siano scartate nell'iterazione successiva; WRCT rimuove dall'iterazione successiva gli eventi caratterizzati da un valore outlier dell'RMS. Questa funzione può essere statica o dinamica. Nel primo caso, rimuove gli eventi con RMS superiore ad un valore definito, minore di 1s; nel secondo rimuove gli eventi con RMS maggiore di  $n$ -volte (con  $n > 1$ ) la deviazione standard della distribuzione dei valori ottenuti nell'iterazione attuale.

La rilocalizzazione viene effettuata adottando il metodo SVD. Due array nel codice sorgente di hypoDD vengono pertanto ampliati, per consentire un numero maggiore di osservazioni e il programma viene ricompilato. Gli eventi sono i medesimi del dataset illustrato dettagliatamente nel paragrafo precedente. Inoltre per avere una misura del significato dell'errore stimato sulle rilocalizzazioni, il programma è applicato anche al sottoinsieme di 131 eventi localizzati con qualità "A". Gli eventi rilocalizzati sono 96 per il dataset più ricco di osservazioni e 72 per l'altro. Gli eventi comuni, rilocalizzati nell'ambito di un cluster unico per i due differenti dataset, sono selezionati e rappresentati in figura 6.10.



**Fig. 6.10** Rilocalizzazioni degli eventi con HypoDD. Da sinistra a destra vengono rappresentate in pianta e “sezione” le localizzazioni originarie, le rilocalizzazioni sull’intero dataset di 353 eventi e le rilocalizzazione su un suo sottoinsieme di 131 eventi (qualità A). Ad ogni evento è associata la misura dell’incertezza mediante barre d’errore. La rappresentazione riguarda solo gli eventi comuni.

Nei diversi frame che compongono la figura, il punto (0,0) rappresenta il baricentro dei rispettivi cluster e non corrisponde pertanto alla medesima posizione assoluta.

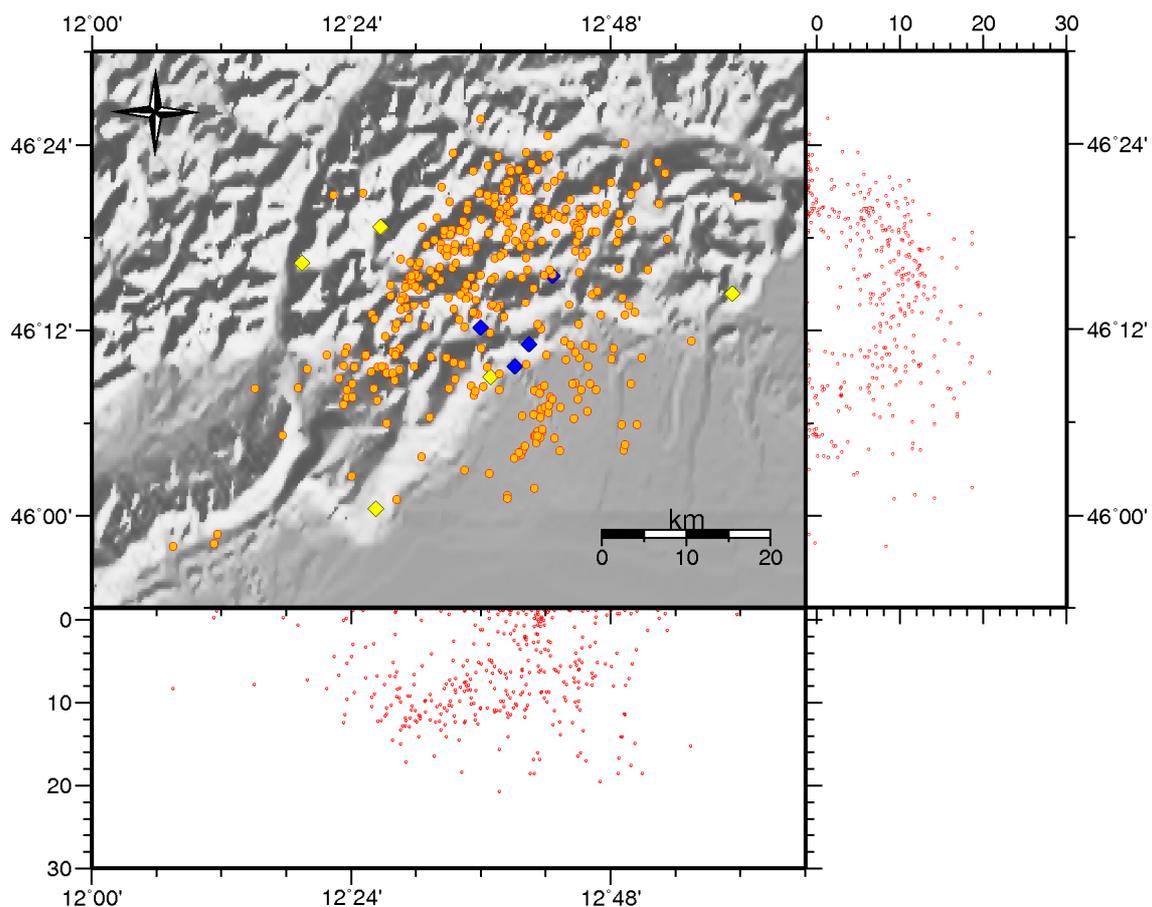
Osserviamo innanzitutto la riduzione degli errori sia orizzontale che verticale in seguito alla rilocalizzazione. Come è lecito attendersi, la posizione degli eventi rilocalizzati è funzione del dataset utilizzato: il contenuto di informazione è infatti differente tra i due dataset. Lascia invece un po' perplessi che gli errori sulle rilocalizzazioni non siano adeguati ad accomodare le variazioni tra le posizioni degli ipocentri restituite dai due dataset di osservazioni. In realtà, quando la distribuzione delle stazioni è sparsa e/o la copertura azimutale delle fasi disponibili non è ottimale, diventa importante effettuare una revisione dell'errore stimato (anche utilizzando il metodo SVD), e della robustezza dei risultati ottenuti. Due tecniche statistiche utili per valutare l'affidabilità dei risultati sono il *bootstrap* e il *jackknife*. Entrambe prevedono procedure iterative e consistono nel verificare le variazioni dei risultati perturbando i dati (*bootstrap*) o rimuovendone una parte (*jackknife*).

## 6.4 Localizzazioni con il metodo non lineare

Rispetto ad Hypoellipse, il programma NonLinLoc restituisce un'informazione più completa sulla localizzazione e le sue incertezze. La rappresentazione della PDF mediante nuvola di punti evidenzia in modo più accurato l'incertezza della localizzazione ottenuta. L'ellissoide d'errore prodotto da Hypoellipse è basato sulle derivate parziali dei tempi di percorrenza, rispetto ai parametri di modello valutate sul modello finale, e sulla stima dell'incertezza delle osservazioni effettuate (i picks). L'ellissoide è una rappresentazione locale e gaussiana della reale PDF che non è tipicamente ellissoidale e può contenere diversi punti di massimo relativo. NonLinLoc effettua invece un ricerca dell'ipocentro a massima probabilità sull'intero spazio dei parametri, e costruisce una rappresentazione della PDF che ne riflette bene le irregolarità. Le figure 6.8 e 6.9, che rappresentano evidentemente un caso limite per il ridotto numero di osservazioni, sono davvero molto efficaci nell'evidenziare l'inadeguatezza dell'ellissoide d'errore nel descrivere l'incertezza sul risultato della localizzazione (comunque molto incerta nelle figure citate).

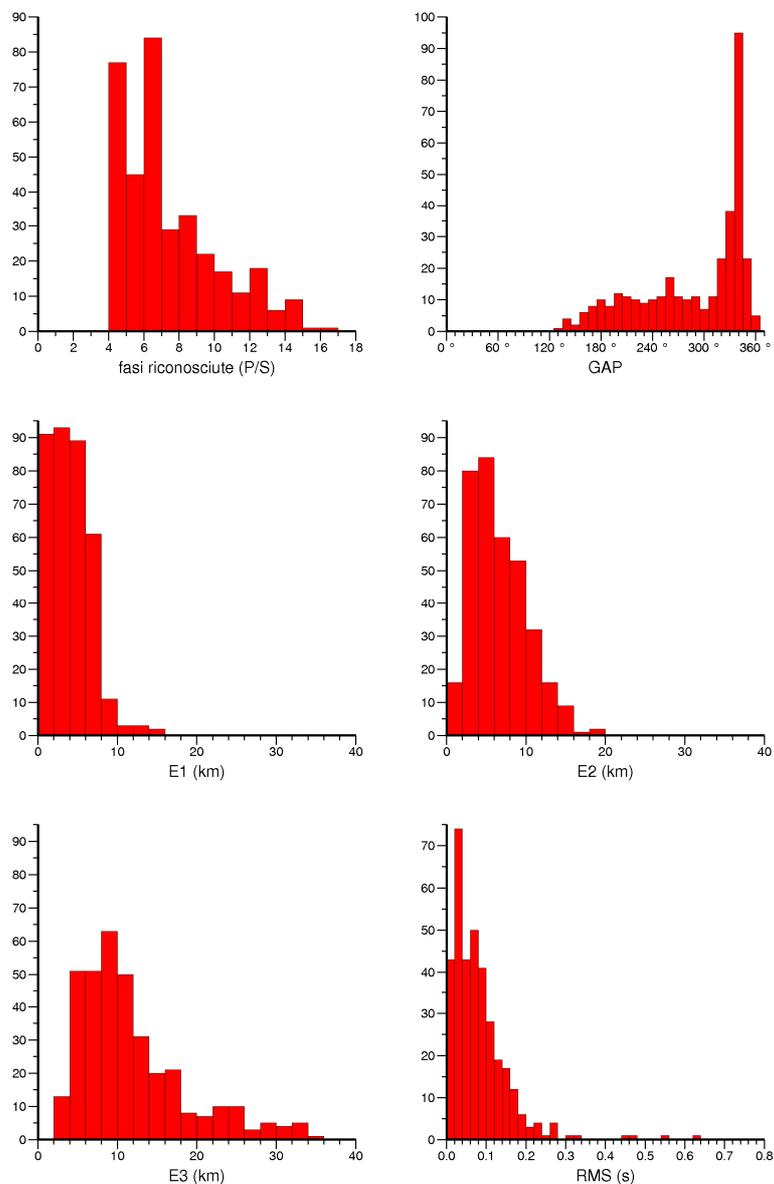
Il programma NonLinLoc comprende una serie di routine. Per la localizzazione sono utilizzate “Vel2Grid”, “Grid2Time” e “NLLoc”. “Vel2Grid” definisce la griglia 3D di velocità utilizzata da “Grid2Time” per il computo dei tempi di percorrenza con il metodo di Podvin e Lecomte (1991). “NLLoc” è il programma di localizzazione vero e proprio. Per il calcolo dei tempi di arrivo è definita una griglia di velocità con interdistanza tra i nodi di 200 m. La localizzazione viene effettuata adottando l'algoritmo di ricerca “oct-tree” e il metodo di calcolo del misfit è basato sulle EDT. I parametri che gestiscono le diverse routine sono definiti in un file di controllo unico. Il file di controllo utilizzato è riportato in Appendice E.

In figura 6.11 sono rappresentate le localizzazioni individuate utilizzando NonLinLoc sul consueto dataset di 353 eventi (la figura è analoga alla figura 6.3 ottenuta utilizzando Hypoellipse).



**Fig. 6.11** Rappresentazione delle localizzazioni ottenute con NonLinLoc dal dataset di 353 eventi identificati dalla Rete Ravedis. In giallo sono rappresentate le stazioni a corto periodo o a banda larga utilizzate. In blu, le stazioni della Rete Ravedis.

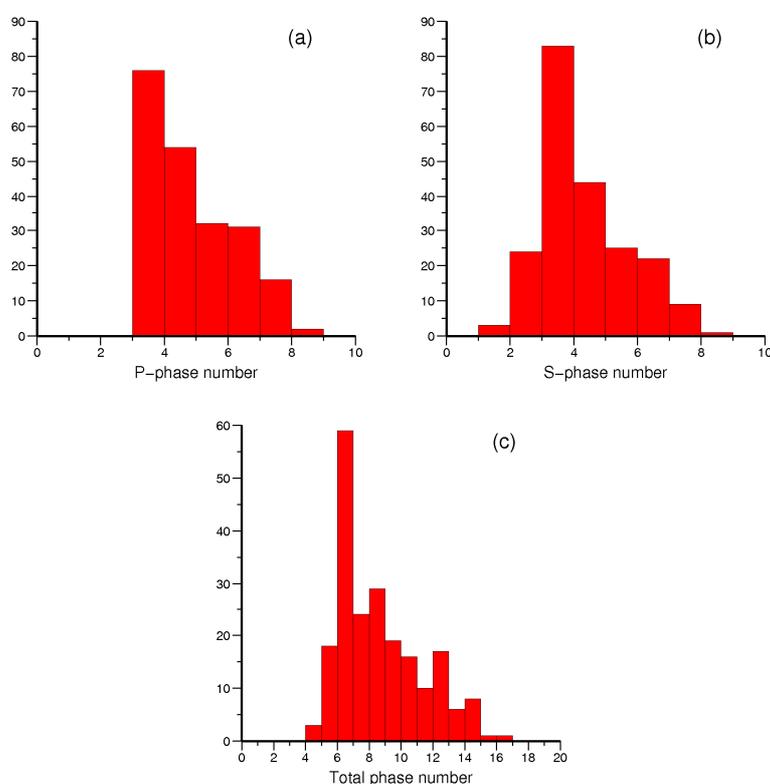
La figura 6.12, analogamente alla figura 6.4, riporta la distribuzione dei parametri di qualità. La differenza più evidente tra le localizzazioni ottenute con il metodo non lineare rispetto al metodo lineare è la scomparsa degli allineamenti che rappresentano un evidente artefatto del metodo di localizzazione. Per contro, si noti come la distribuzione degli ipocentri di figura 6.11 ricalchi la fascia di incertezza rappresentata in figura 6.8-6.9. Vi è inoltre una tendenza comune ai due metodi nel localizzare a profondità superficiali eventi lontani dal baricentro della rete utilizzata. Infine, riguardo alla distribuzione degli errori, il metodo non lineare appare più rappresentativo dell'effettiva incertezza spaziale degli ipocentri.



**Fig. 6.12** Distribuzione degli eventi localizzati con NonLinLoc e rappresentati in figura 6.11, in funzione di: numero di fasi riconosciute, GAP, valore dei semiassi dell'ellissoide d'errore ( $E1 < E2 < E3$ ), RMS.

## 6.5 Sintesi delle localizzazioni

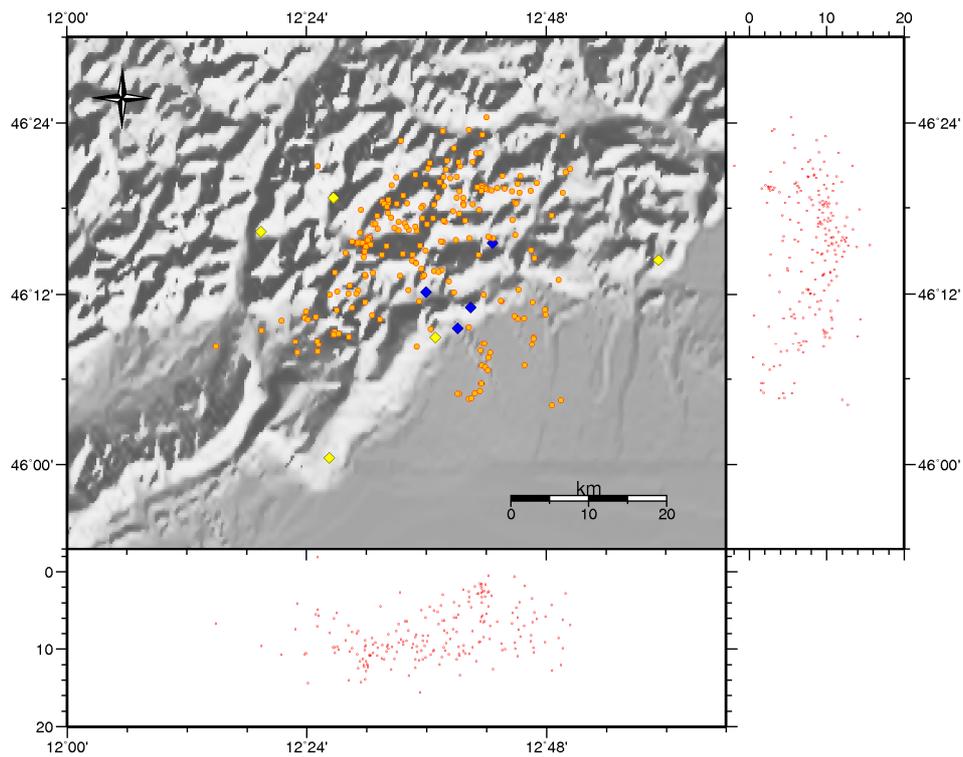
Le localizzazioni definitive ottenute dai metodi di approssimazione lineare considerati comprendono l'unione degli eventi localizzati da Hypoellipse con qualità A e B (qualità definita esclusivamente sull'errore spaziale) e gli eventi rilocalizzati da HypoDD, utilizzando il dataset più ampio di osservazioni. Le localizzazioni ottenute con le doppie differenze sono privilegiate rispetto alle localizzazioni da singolo evento. Queste localizzazioni sono messe a confronto con quelle restituite da NonLinLoc. Il dataset comprende 211 eventi. Nella figura 6.13 vengono illustrate le osservazioni utilizzate.



**Fig. 6.13** Rappresentazione sintetica del dataset definitivo di 211 eventi localizzati.

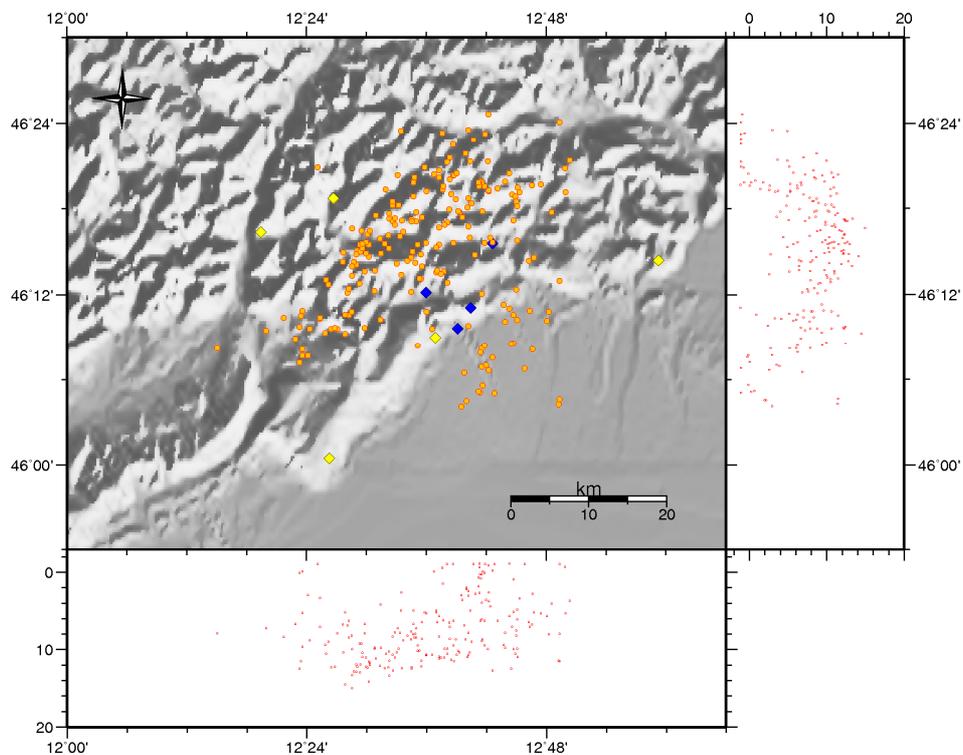
Rispetto alla figura 6.1 osserviamo la scomparsa di eventi identificati da meno di tre fasi P (cioè tre stazioni). I risultati delle localizzazioni sono invece illustrati nelle mappe di figura 6.14, 6.15 e, per confronto, 6.16.

## METODI LINEARI



**Fig. 6.14** Localizzazioni con metodi LINEARI. Soluzioni di Hypoellipse e parziali rilocalizzazioni con HypoDD.

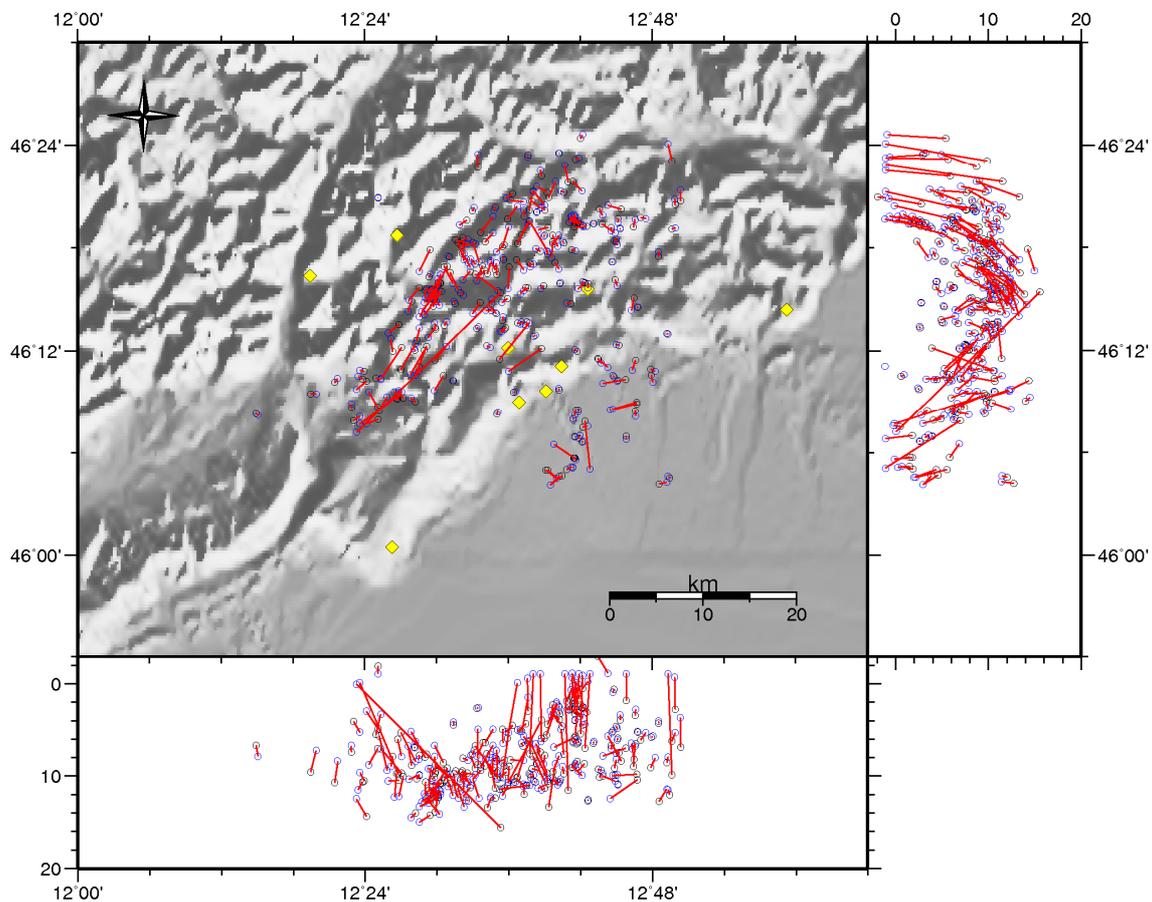
## METODI NON LINEARI



**Fig. 6.15** Localizzazioni con metodi NON-LINEARI (NonLinLoc).

Si noti in quest'ultima la presenza di qualche sporadico evento la cui posizione epicentrale è fortemente differente (~10 km) con i due metodi. La profondità risulta invece molto spesso affetta da variazioni significative. Ancora una volta, nel “piano” latitudine-profondità gli spostamenti ricalcano la fascia di incertezza intrinseca legata alla distribuzione delle stazioni. Più complessa è invece l'interpretazione nel “piano” longitudine-profondità, nel quale si nota un progressivo approfondimento degli ipocentri verso ovest, fino al settore corrispondente in longitudine al massiccio del Cansiglio.

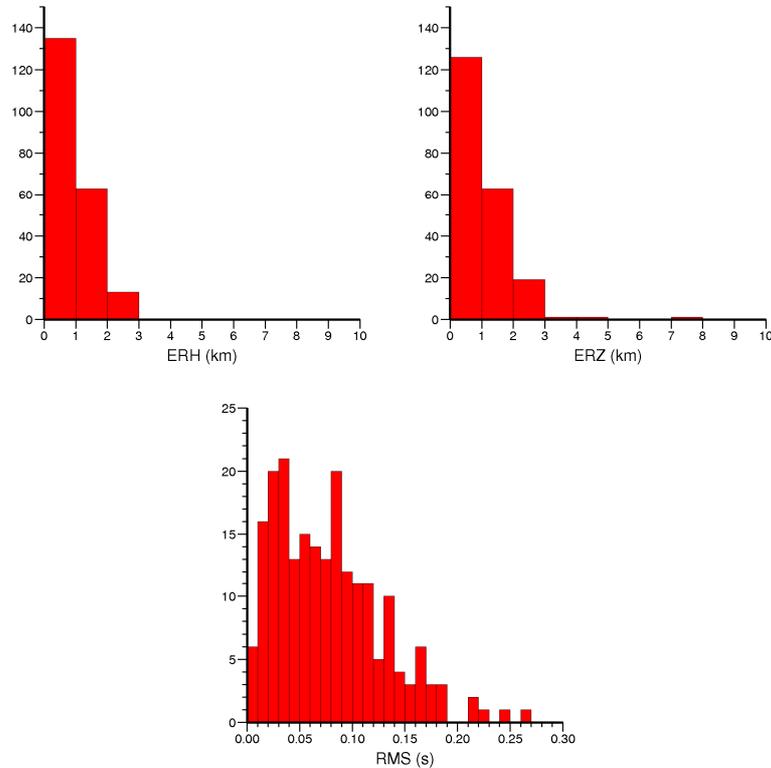
## METODI LINEARI vs NON-LINEARI



**Fig. 6.16** Confronto delle localizzazioni con metodi LINEARI (in nero) e NON-LINEARI (in blu): differenze rappresentate in termine di proiezione dei vettori che collegano eventi localizzati sulla base di medesime osservazioni.

La figura 6.17 rappresenta i tradizionali parametri d'errore restituiti dai metodi lineari: RMS, ERH, ERZ (dove ERH ed ERZ sono rispettivamente il massimo errore

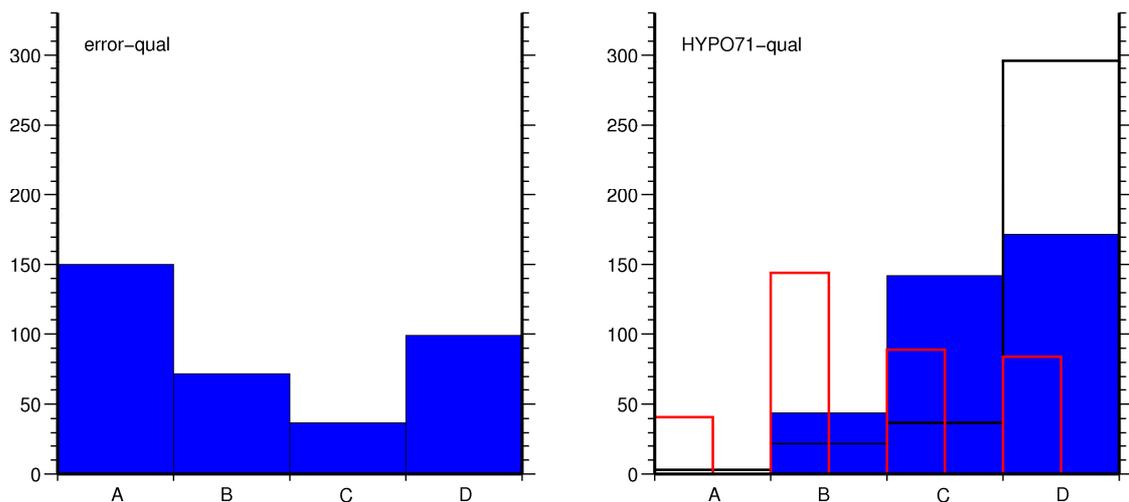
orizzontale e verticale). La stima dell'errore mediamente inferiore ai 2 km non è rappresentativa dell'effettiva incertezza.



**Fig. 6.17** Errori spaziali ed RMS restituiti dai metodi LINEARI sul dataset definitivo di 211 eventi.

In merito alle relazioni che intercorrono tra qualità delle localizzazioni e dataset di osservazioni, si era in precedenza illustrato (paragrafo 6.2) come il beneficio di ampliare il numero di stazioni, allo scopo di ridurre la scoperta azimutale, riguarda un numero modesto di eventi.

Per completare le osservazioni sulla scelta del dataset utilizzato (osservazioni e stazioni) ho rappresentato in figura 6.18 l'equivalente della figura 6.5 per il dataset ampliato a 23 stazioni (Fig. 6.2).



**Fig. 6.18** Analoga alla figura 6.5 riferito al dataset ampliato dall'utilizzo delle osservazioni di tutte le 23 stazioni rappresentate in figura 6.2.

Si osserva un modesto miglioramento delle localizzazioni effettuate in conseguenza del maggior numero di informazioni utilizzate. In particolare, in riferimento alla qualità basata sull'errore; gli eventi "A" aumentano da 131 a 150; quelli "B" diminuiscono da 75 a 72; quelli di qualità "C" diminuiscono da 39 a 37; ed infine gli eventi di qualità "D" diminuiscono da 111 a 97. Rispetto al dataset utilizzato il dataset ampliato a 23 stazioni annovera due eventi in più (358 anziché 356), entrambi di qualità "B". Sulla base di queste informazioni, limitare il numero di stazioni alle più vicine sembra pertanto influire negativamente sulla qualità complessiva delle localizzazioni. È tuttavia dimostrato che una geometria asimmetrica induce un *bias* spaziale inaccettabile per le finalità del presente studio.



# CAPITOLO VII

## MAGNITUDO

### 7.1 Introduzione

Le prime domande alle quali si cerca di dare risposta in riferimento ad un terremoto riguardano il *dove* esso sia avvenuto, e l'*intensità* dell'evento. È stato così storicamente ed è così ai nostri giorni, in particolare in relazione ad eventi che accadono a ridosso di aree a elevato rischio sismico, quando queste informazioni risultano di fondamentale importanza nell'indirizzare la macchina dei primi soccorsi.

### 7.2 Magnitudo dei terremoti

Una prima classificazione sulle dimensioni di un evento sismico fu introdotta più o meno contemporaneamente da diversi studiosi (Rossi, Forel e Mallet) a seguito di eventi di fine XIX secolo (fra cui l'evento di Casamicciola – Ischia 1883). Mercalli all'inizio del XX secolo propose una scala di intensità dei terremoti, successivamente modificata sino alla molto rinomata scala MCS (Mercalli Cancani Sieberg) adottata in Europa per la maggior parte degli eventi storici e risalente al 1930. Questa scala, suddivisa in 12 gradini contraddistinti dai numeri romani da I a XII, è basata sulla valutazione e classificazione dei danni conseguenti allo scuotimento e sulla percezione che l'uomo ha dell'evento sismico. Nel 1935, Richter introdusse il concetto di quantificazione dell'evento sismico non più basata sugli effetti, ma legata in qualche modo all'energia rilasciata alla sorgente. Questa classificazione si basava su una misura strumentale del moto del suolo, possibile grazie alla crescente diffusione dei sismografi, e venne definita come scala di magnitudo. In particolare la Magnitudo Locale ( $M_L$ , detta anche magnitudo Richter), corrisponde al logaritmo della massima ampiezza (espressa in micron) delle onde registrate da un sismografo standard (il sismografo a torsione Wood-

Anderson - WA nel prosieguo) posto alla distanza di 100 km dall'epicentro del sisma. Per stimare la  $M_L$  da qualunque distanza epicentrale è pertanto necessario adottare una legge di attenuazione che "proietti" il picco d'ampiezza misurato, al valore che si misurerebbe alla distanza di riferimento. Il concetto alla base della definizione delle scale di magnitudo è che l'ampiezza del treno d'onda registrato, una volta corretta per la diminuzione con la distanza dalla sorgente a causa di spreading geometrico e attenuazione anelastica, rifletta le "dimensioni" del terremoto. In generale le scale di magnitudo hanno la seguente forma:

$$M = \log_{10}(A/T) + F(h, \Delta) + C \quad (7.1)$$

dove  $A$  è l'ampiezza del segnale,  $T$  il suo periodo dominante,  $F$  rappresenta la correzione per la profondità e la distanza epicentrale. Le scale di magnitudo sono scale logaritmiche e la differenza tra due valori interi consecutivi rappresenta pertanto una differenza di 10 volte nell'ampiezza misurata del segnale dominante. In termini di energia rilasciata, il rapporto fra un grado e il successivo è pari a circa 30 volte. Per rendere confrontabili le misure di ampiezza ottenute sulla base di uno strumento di misura standard, Richter calibrò sui dati californiani una formula di attenuazione con la distanza, ancora oggi largamente utilizzata in assenza di dati empirici locali. Essa ha una forma equivalente alla seguente:

$$M_L = \log_{10} A + 2.76 \log_{10} \Delta - 2.48 \quad (7.2)$$

dove il periodo dominante, pari a 0.8 s (il periodo proprio del WA) e la profondità (considerata costante e superficiale) sono incorporati nelle costanti. La distanza, ottenuta con la localizzazione dell'evento o in prima approssimazione dalla differenza tra i tempi di arrivo  $P$  ed  $S$  è espressa in km mentre, in questa formulazione, l'ampiezza misurata è espressa in mm. Nella definizione della  $M_L$  si assume pertanto che la fase a massima ampiezza (per eventi locali in generale corrisponde alle onde  $S$  o di superficie) sia quindi caratterizzata sempre dal periodo dominante proprio del WA. Il WA è costruito in modo tale da privilegiare le frequenze prossime alla frequenza di risonanza propria di molti edifici (1 Hz), rendendo perciò la  $M_L$  un buon indicatore dei danni che un terremoto può procurare. La validità della definizione di Richter è evidentemente

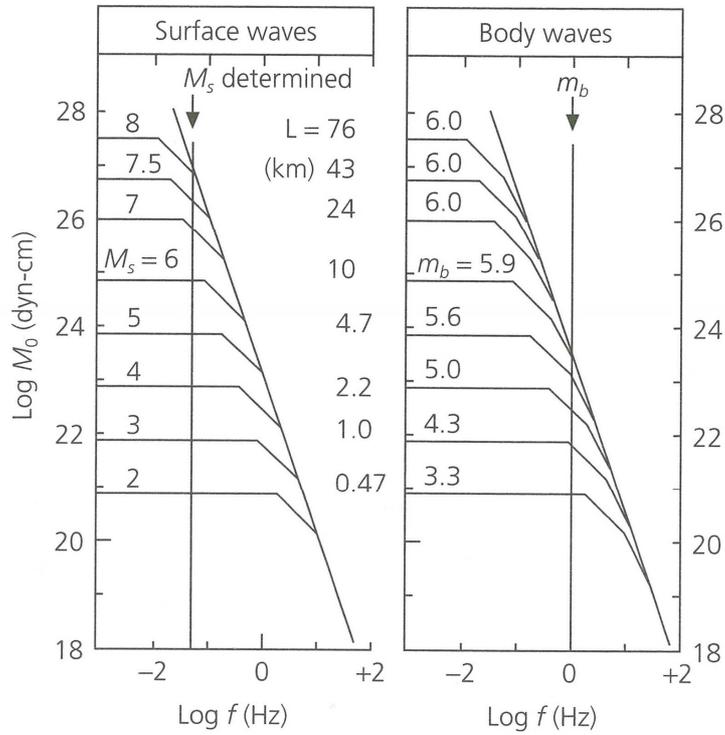
limitata alla California meridionale. Infatti, ipotizzando il medesimo processo legato alla sorgente per due eventi in aree diverse, l'ampiezza è comunque il risultato del "filtro" applicato dalla struttura attraversata, rimosso ovviamente l'effetto del sensore. A questo proposito è anche bene ricordare che i valori di magnitudo stimata dipendono dall'azimut della stazione rispetto all'evento (più esattamente chiamato backazimuth). Pertanto, solo un'adeguata distribuzione azimutale di stazioni consente di stabilire un valore mediato rispetto a questa caratteristica di direttività. L'energia non si propaga infatti uniformemente in ogni direzione, ma segue un particolare schema, funzione della sorgente e del mezzo di propagazione.

Per superare eventuali problemi di eterogeneità degli strumenti e *clipping* dei segnali fu sviluppata in seguito la scala di magnitudo da durata ( $M_d$ ). I registratori analogici di un tempo o i primi acquisitori digitali non garantivano infatti un adeguato intervallo dinamico, e il segnale risultava spesso tagliato in ampiezza. La magnitudo da durata, riferita comunque alla scala di magnitudo locale, è basata sulla durata di un evento, intesa generalmente come la differenza tra l'arrivo  $P$  o il tempo origine e l'istante in cui il segnale rientra sotto la soglia del rumore. Adottando il criterio della durata di un evento, anche segnali "clippati" possono così essere utilizzati per la stima della magnitudo.

Accanto alla magnitudo locale, altre scale sono state definite per studi di carattere globale. In particolare le scale di magnitudo  $m_b$  e  $M_s$ , collegate rispettivamente alle onde di volume e di superficie.

Le scale di magnitudo finora considerate sono affette da due principali limitazioni. In primo luogo non hanno alcun legame diretto con la fisica del fenomeno che parametrizzano (Bormann *et al.*, 2002; Stein e Wysession, 2003a). Evidente è l'inconsistenza dimensionale della relazione generale che le definisce: la funzione logaritmo viene applicata ad un rapporto tra due grandezze non omogenee (ampiezza e periodo). In secondo luogo, i valori restituiti per i terremoti più forti non riflettono in modo affidabile, o non riflettono per niente, la reale "dimensione" dell'evento. In riferimento alla scala di magnitudo locale, questo effetto, noto con il nome di "saturazione della magnitudo" si verifica per valori prossimi a  $M_L \cong 7$  (per le scale di magnitudo  $m_b$  ed  $M_s$  i valori di saturazione sono rispettivamente pari a  $m_b \cong 6.2$  e  $M_s \cong 8.3$ ). La spiegazione della differenza tra i valori delle diverse scale di magnitudo e della saturazione verso l'alto è fornita dal modello  $\omega^{-2}$  adottato per la modellazione

dello spettro sorgente (Fig. 7.1).



**Fig. 7.1** Spettri sorgente teorici delle onde di superficie e volume. I due sono identici per frequenze inferiori alla *corner frequency*  $\omega^{-2}$ .  $m_b$ , generalmente calcolato alla frequenza di 1Hz, satura a valori di circa 6 per terremoti con momento sismico scalare di circa  $M_0 \approx 10^{-25}$  dyn-cm.  $M_s$ , misurata a 20 s, satura invece a valori di circa 8, per terremoti con momento sismico scalare superiore a  $M_0 \approx 5 \cdot 10^{-27}$  dyn-cm. Questo modello include anche una seconda *corner frequency* a frequenze maggiori, legata alle dimensioni della faglia ( $\omega^{-3}$ ) (da Stein e Wysession, 2003a)

Una definizione di magnitudo alternativa che non risente di questi problemi è la magnitudo momento ( $M_w$ ). Questa è definita sulla base del momento sismico scalare ( $M_0$ ) che rappresenta l'intensità delle forze equivalenti (generalmente modellate con doppie coppie) responsabili della rottura alla sorgente e dello spostamento sul piano di faglia, ed è pertanto in stretta relazione con l'energia liberata durante un sisma. La definizione di  $M_w$  è la seguente:

$$M_w = \frac{\log_{10} M_0}{1.5} - 10.73 \quad (7.3)$$

con  $M_0 = \mu \bar{D} S$ , dove  $\mu$  è la rigidità o modulo di taglio dei materiali,  $\bar{D}$  è lo spostamento medio sul piano di faglia ed  $S$  è la superficie del piano di faglia su cui è avvenuto lo spostamento.

Dalle precedenti relazioni appare evidente il legame esistente tra la magnitudo di un evento e le dimensioni del piano di faglia su cui avviene la dislocazione.

### 7.3 Calcolo della magnitudo per i dati Ravedis

La magnitudo degli eventi localizzati in questo studio è stata ottenuta simulando il segnale WA a partire dalle forme d'onda acquisite. L'algoritmo utilizzato è il programma in C "sacmaxwa6" di P. L. Bragato, che legge i file in formato SAC, dove i dati di ampiezza sono riportati in Volt, e utilizza i dati relativi a sensibilità, frequenza propria e smorzamento del sensore scritti nelle header dei relativi file. Il codice sorgente è stato modificato in modo da indirizzare il programma ai parametri corretti, identificati da variabili diverse rispetto a quanto previsto nel codice originario. La principale informazione d'uscita del programma consiste nelle massime ampiezze registrate sui canali orizzontali e sulla composizione vettoriale, campione per campione, delle due componenti orizzontali. Questa ultima informazione costituisce il dato utilizzato per la valutazione della magnitudo  $M_L$ . Il programma è inserito in uno script in bash per renderne automatica l'esecuzione ("dat2WA"). Una prima versione dello script si occupa di stabilire i legami tra le osservazioni di un singolo evento e la directory in cui sono organizzati i file in formato SAC delle relative forme d'onda; quindi inizia il processo di localizzazione con Hypoellipse e dall'uscita di quel processo recupera le informazioni circa la distanza delle stazioni dall'evento. Il tutto viene iterato per il numero di eventi identificati nel dataset di osservazioni. La versione successiva è nata dall'esigenza di dovere calcolare la magnitudo di localizzazioni restituite da metodi differenti. Mi riferisco in particolare ai dataset di eventi localizzati con Hypoellipse e rilocalizzati con HypoDD descritti in precedenza. In realtà, ai fini della magnitudo calcolata non si attendono sostanziali modifiche, vista la dipendenza logaritmica dalla distanza. Tuttavia dovendo comunque gestire il riconoscimento delle coppie di eventi localizzati-rilocalizzati nell'ambito di un dataset più ampio di eventi localizzati, si è preferito modificare "dat2WA" allo scopo di utilizzarlo per l'organizzazione automatica degli

eventi e utilizzare così le localizzazioni definitive per il calcolo della  $M_L$ . La seconda versione dello script si occupa quindi di selezionare gli eventi dai dataset di prime localizzazioni e successive rilocalizzazione; inoltre elimina chiaramente il vincolo, presente nella versione precedente, di determinare la massima ampiezza WA, e quindi la  $M_L$ , contestualmente al processo di localizzazione.

Un limite nella procedura di calcolo della magnitudo d'ampiezza effettuato sta nel fatto che il programma "sacmaxwa6" non può essere utilizzato nella simulazione WA dei segnali dalle stazioni a banda larga e non c'è stato il tempo sufficiente per una calibrazione certificata di tali stazioni. La magnitudo viene pertanto stimata esclusivamente sulla base delle ampiezze ricavate dalle componenti orizzontali delle quattro stazioni Ravedis, con la conseguenza di una stima basata su un numero limitato di osservazioni. Inoltre, a posteriori, sono state riconosciute amplificazioni anomale, probabilmente legate alle caratteristiche di direttività relative alla propagazione dell'energia sismica, che saranno oggetto di un breve commento nel paragrafo 7.4 e di futuri approfondimenti.

La scala di  $M_L$  utilizzata è stata calibrata da Bragato e Tinto (2005) per l'Italia Nord-Orientale e ha validità per distanze ipocentrali tra 10 e 250 km. La relazione  $M_L$  - ampiezza è la seguente:

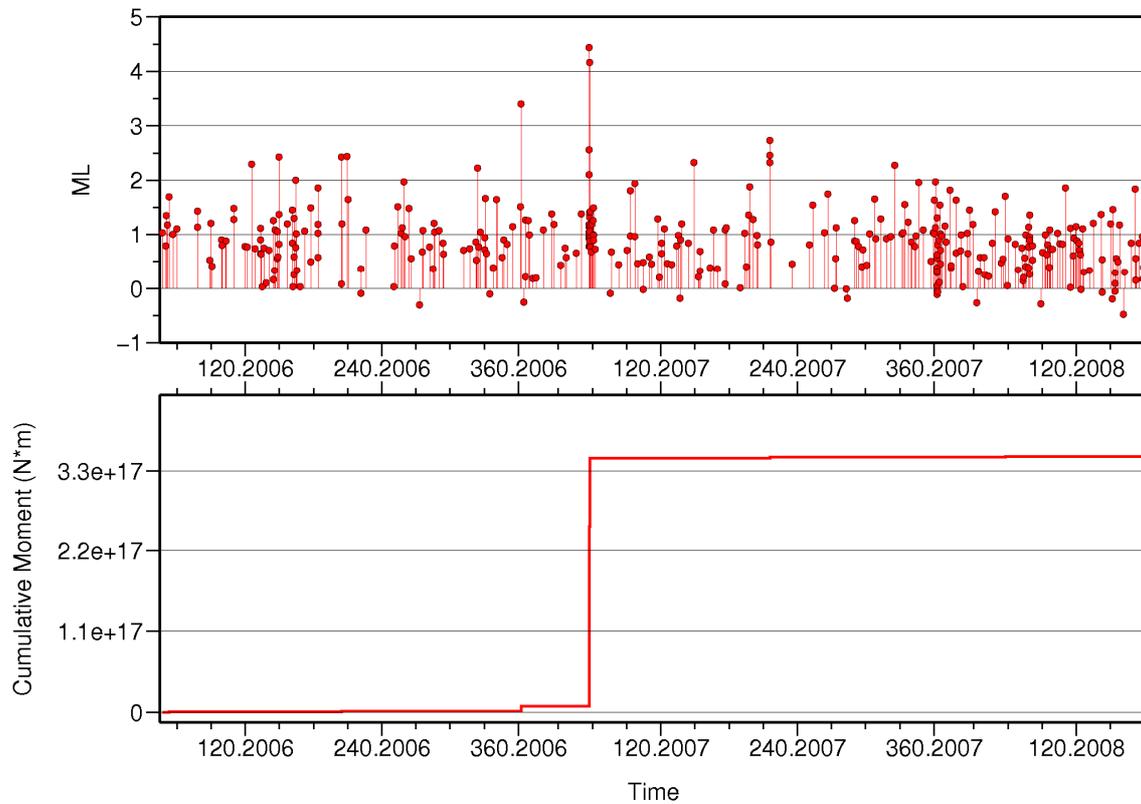
$$M_L = \log_{10} A + 2.23 \log_{10}(R/100) - 0.0039(R - 100) + 3 \quad (7.4)$$

dove A è la massima ampiezza misurata in mm ed R è la distanza in km dall'ipocentro. Il secondo termine è relativo allo spreading geometrico; il terzo all'attenuazione anelastica; il quarto infine rappresenta il fattore di scala per la scelta di esprimere l'ampiezza in mm anziché in  $\mu\text{m}$ .

Sulla base di questa relazione, la magnitudo  $M_L$  è stata calcolata per i 211 eventi del dataset localizzato con maggiore precisione (qualità basata sull'ellissoide d'errore almeno "B") e per i 353 eventi del dataset comprensivo di tutte le localizzazioni. La scelta di includere nelle stime di magnitudo anche eventi localizzati con precisione modesta è giustificata dal fatto che queste localizzazioni sono generalmente vincolate in termini di distanza ipocentrale dal valore di  $\Delta T_{S.P.}$ . Questo aspetto è stato evidenziato a proposito degli allineamenti di epicentri restituiti da Hypoellipse per eventi identificati da 2 stazioni e 4 fasi (paragrafo 6.2), ma può essere in prima approssimazione esteso

alle altre localizzazioni di scarsa qualità. In realtà, come ricordato in precedenza, è possibile stimare la magnitudo di qualunque evento registrato, a patto di avere la disponibilità di entrambe le letture  $P$  ed  $S$  ed una legge per tradurre in distanza la differenza  $\Delta T_{S-P}$ .

La figura 7.2 rappresenta l'andamento nel tempo della magnitudo e del momento sismico cumulato, relativamente agli eventi contenuti nel dataset più ampio di localizzazioni.

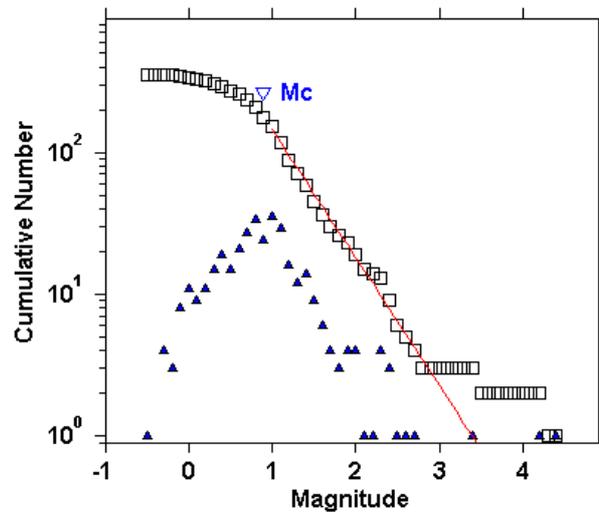


**Fig. 7.2** Distribuzione della sismicità nel tempo in funzione della magnitudo  $M_L$  e del momento sismico scalare cumulato ( $M_0$ ). Evidente la sequenza di Claut iniziata il 26/02/2007.

Il momento sismico scalare è stato calcolato secondo la relazione di Hanks e Kanamori (1979), sostituendo  $M_L$  a  $M_w$  (eq. 7.3). Netta emerge la sequenza di Claut, il cui evento principale, avvenuto il 26 febbraio 2007 alle 05:50:45 UTC, ha una magnitudo pari a  $M_L = 4.40 \pm 0.40$ . L'evento è stato seguito da numerose repliche nei 5-6 giorni successivi, parte delle quali sono state localizzate. Di queste, 22 sono avvenute nelle 24 ore successive alla scossa principale, compresa la replica più forte, registrata alle

14:16:37 UTC ( $M_L = 4.16 \pm 0.43$ ). Questa sequenza rappresenta, dal punto di vista energetico, l'episodio principale dell'intero periodo esaminato, relativamente all'area indagata. Il secondo gradino per importanza nella curva del momento sismico cumulato è rappresentato dal terremoto del bellunese avvenuto il 28 dicembre 2006 alle ore 14:10:29 UTC. L'evento ha fatto registrare una magnitudo di  $M_L = 3.36 \pm 0.17$ , ma essendo localizzato al limite occidentale dell'area investigata, non sono state registrate repliche. In figura si possono anche osservare alcune concentrazioni temporali di eventi. In particolare un cluster temporale di eventi caratterizzato da una distribuzione prevalente delle magnitudo inferiori a  $M_L = 1$  è evidente a cavallo tra il 2007 e il 2008. Nel catalogo dei 211 terremoti meglio localizzati, la maggior parte di questi deboli sismi viene persa; rimangono tuttavia 7 eventi a profondità modesta (<6 km) avvenuti tra il 28 e il 31 dicembre 2007 e localizzati ad una distanza compresa tra 5 e 8 km a sud della stazione SPIA. Una situazione analoga si osserva in corrispondenza della metà di marzo 2008, con un piccolo cluster di sismicità superficiale (6 eventi a profondità inferiore a 4 km) con magnitudo prossima o inferiore all'unità, localizzato circa 8 km a nord della stazione STAL. La sismicità dei primi giorni di maggio 2008 non evidenzia invece particolari caratteristiche di clusterizzazione spaziale.

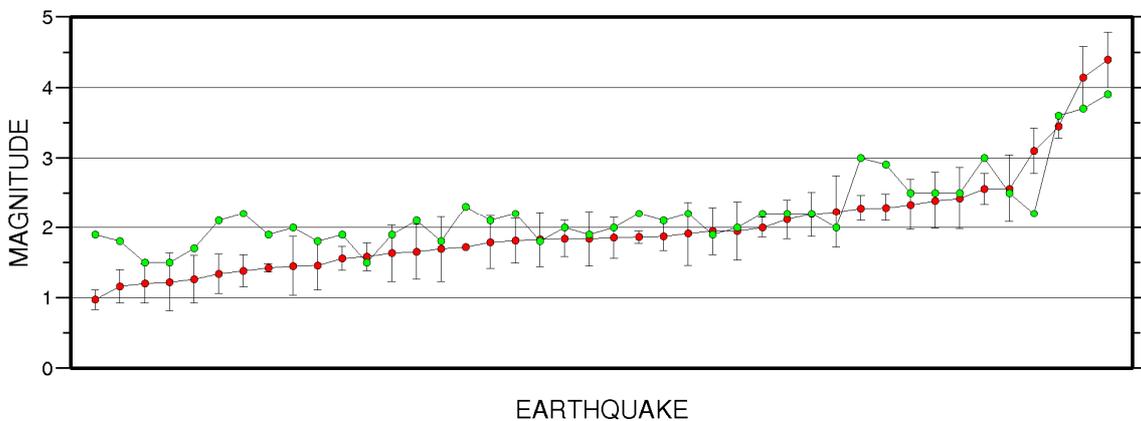
La figura 7.3, ottenuta utilizzando il programma ZMAP sviluppato presso l'ETH di Zurigo (<http://www.earthquake.ethz.ch/>), rappresenta invece la distribuzione di frequenza, cumulata e non, degli eventi sismici rispetto alla loro magnitudo. La magnitudo di completezza ( $M_C$ ), stimata con il metodo EMR (Entire Magnitudo Range, Woessner e Wiemer, 2005) risulta pari a  $M_C = 0.95 \pm 0.16$ . La stima è stata eseguita anche col metodo della massima curvatura senza che emergessero sostanziali differenze. Sulla base dei valori di magnitudo da durata riportati dai bollettini OGS (<http://www.crs.inogs.it/bollettino/RSFVG/>), Marcellini e Milani (Marcellini e Milani, 2003), hanno stimato una magnitudo di completezza per il settore d'interesse attorno al valore di 2, o di poco superiore.



Maximum Likelihood Estimate, Uncertainties by bootstrapping  
 b-value = 0.9 +/- 0.09, a value = 3.06, a value (annual) = 2.68  
 Magnitude of Completeness = 0.95 +/- 0.16

**Fig. 7.3** Distribuzione frequenza–magnitudo (relazione di Gutenberg-Richter) del dataset di 353 eventi inclusivo delle localizzazioni a bassa qualità.

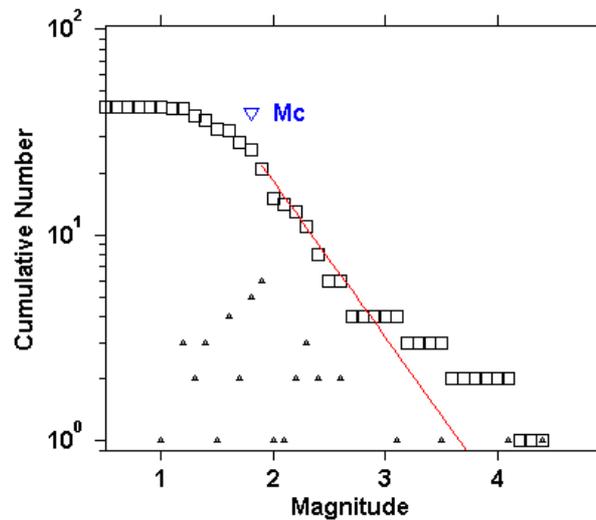
Confrontando i valori di  $M_L$  ottenuti da questo studio con i valori di  $M_D$  contenuti nel bollettino OGS, limitatamente agli eventi localizzati in entrambi i dataset (Fig. 7.4), si osserva una generale divergenza fra le  $M_L$  e le  $M_D$ . La sovrastima  $M_D$  rispetto alla  $M_L$ , per valori osservati inferiori a 3.0 è stata peraltro già documentata in Bragato e Tento (2005).



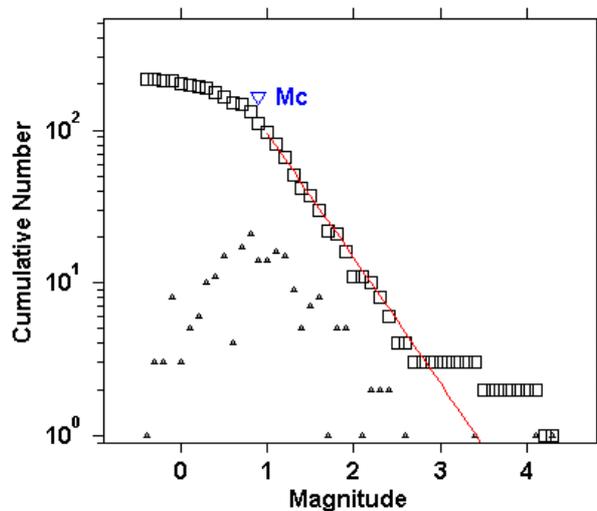
**Fig. 7.4** Relazione tra magnitudo locale ( $M_L$  in rosso) e magnitudo da durata ( $M_D$  in verde) per i 42 eventi individuati dalle stazioni della Rete Ravedis e contenuti nei cataloghi di localizzazioni del bollettino OGS.

I dati oggi a nostra disposizione in relazione alla Rete di Ravedis non sono adeguati per ampliare il confronto a magnitudo superiori a 2.5; tuttavia, la tendenza delle curve rappresentate in figura 7.4 sembra indicare un'inversione del comportamento precedente per magnitudo maggiori, con una sovrapposizione dei valori restituiti dalle due scale in una porzione dell'intervallo tra 2.0 e 3.0.

A questo livello di approfondimento, la riduzione della  $M_C$  ottenuta per l'area indagata non può essere stimata in modo accurato. A titolo puramente indicativo le figure 7.5 e 7.6 illustrano le curve di frequenza-magnitudo riferite rispettivamente alla  $M_L$  degli eventi individuati nell'area indagata dalle stazioni della rete Ravedis e presenti nel bollettino di localizzazioni OGS (42 eventi in totale) e alla  $M_L$  degli eventi localizzati con qualità A e B in questo studio (211 eventi). Sulla base delle differenti  $M_C$  stimate, la riduzione della soglia di completezza per l'area in esame può essere indicativamente attesa su valori attorno a 0.9.



**Fig. 7.5** Distribuzione frequenza-magnitudo degli eventi localizzati dalla rete di stazioni OGS e catalogati nel bollettino (<http://www.crs.inogs.it/>), riferiti alla medesima regione e periodo analizzati in questo studio (42 eventi). La  $M_L$  è calcolata dai sismogrammi registrati alle stazioni di Ravedis.



Maximum Likelihood Estimate, Uncertainties by bootstrapping  
 b-value = 0.82 +/- 0.11, a value = 2.8, a value (annual) = 2.43  
 Magnitude of Completeness = 0.94 +/- 0.19

**Fig. 7.6** Distribuzione frequenza–magnitudo dei 211 eventi localizzati dalla Rete Ravedis con qualità migliore o uguale a B.

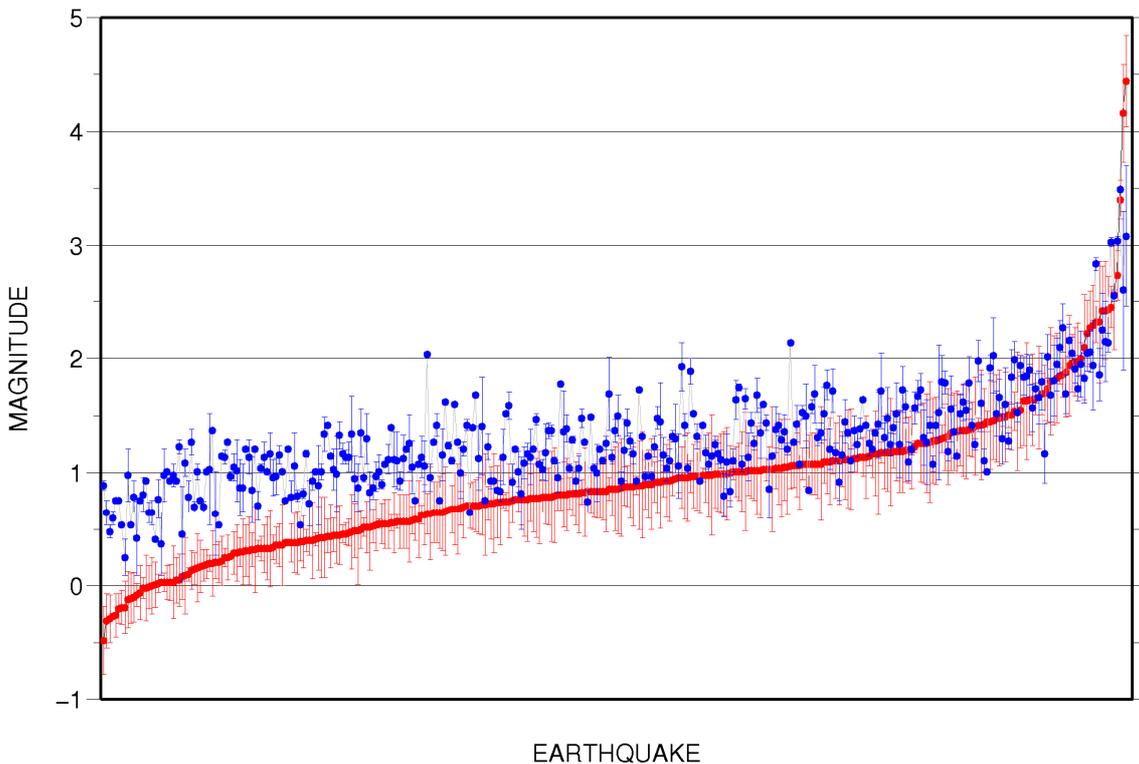
Proprio per ampliare la possibilità di confronto fra la sismicità osservata nel periodo 1977-2007 e quella acquisita tramite la Rete di Ravedis, ho ricalcolato le magnitudo a partire dalle letture di durata. Le osservazioni relative alle code degli eventi entrano nel calcolo della magnitudo da durata utilizzando la seguente relazione:

$$M_d = A_1 + A_2 \cdot \log_{10} \tau \quad (7.5)$$

dove  $\tau$  rappresenta la durata espressa in secondi, mentre  $A_1$  e  $A_2$  sono dei coefficienti che dipendono dalla singola stazione. Analogamente alla prassi di compilazione del bollettino, si ricorre ai coefficienti generici ( $A_1 = -1.465$ ;  $A_2 = 2.220$ ) adottati qualora la stazione non sia stata opportunamente calibrata (Rebez e Renner, 1991).

La difficoltà di effettuare il picking delle code ha tuttavia comportato una leggera riduzione del numero di eventi per cui sia possibile calcolare la  $M_D$  (340 su 353 eventi totali). Il confronto dei valori ottenuti con i valori di  $M_L$  è rappresentato in figura 7.7, e conferma la sovrastima della  $M_D$  per valori di magnitudo inferiori a 2 con una tendenza al riallineamento per magnitudo crescenti. Interessante è invece la rappresentazione

della deviazione standard associata ai valori di magnitudo. Le barre d'errore relative ad  $M_L$  sono complessivamente più ampie rispetto all'equivalente in  $M_D$ . Si noti peraltro che in figura 7.4 l'errore sulla  $M_D$  non era indicato in quanto non riportato sul bollettino.



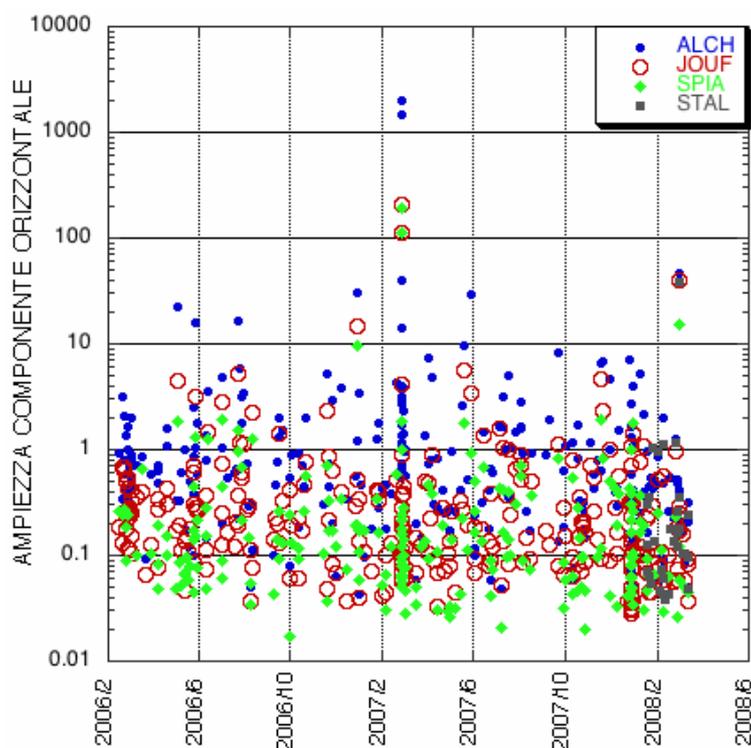
**Fig. 7.7** Valori di magnitudo  $M_L$  (rosso) ed  $M_D$  (blu) calcolati per i 340 eventi dotati di lettura della durata.

## 7.4 Osservazioni

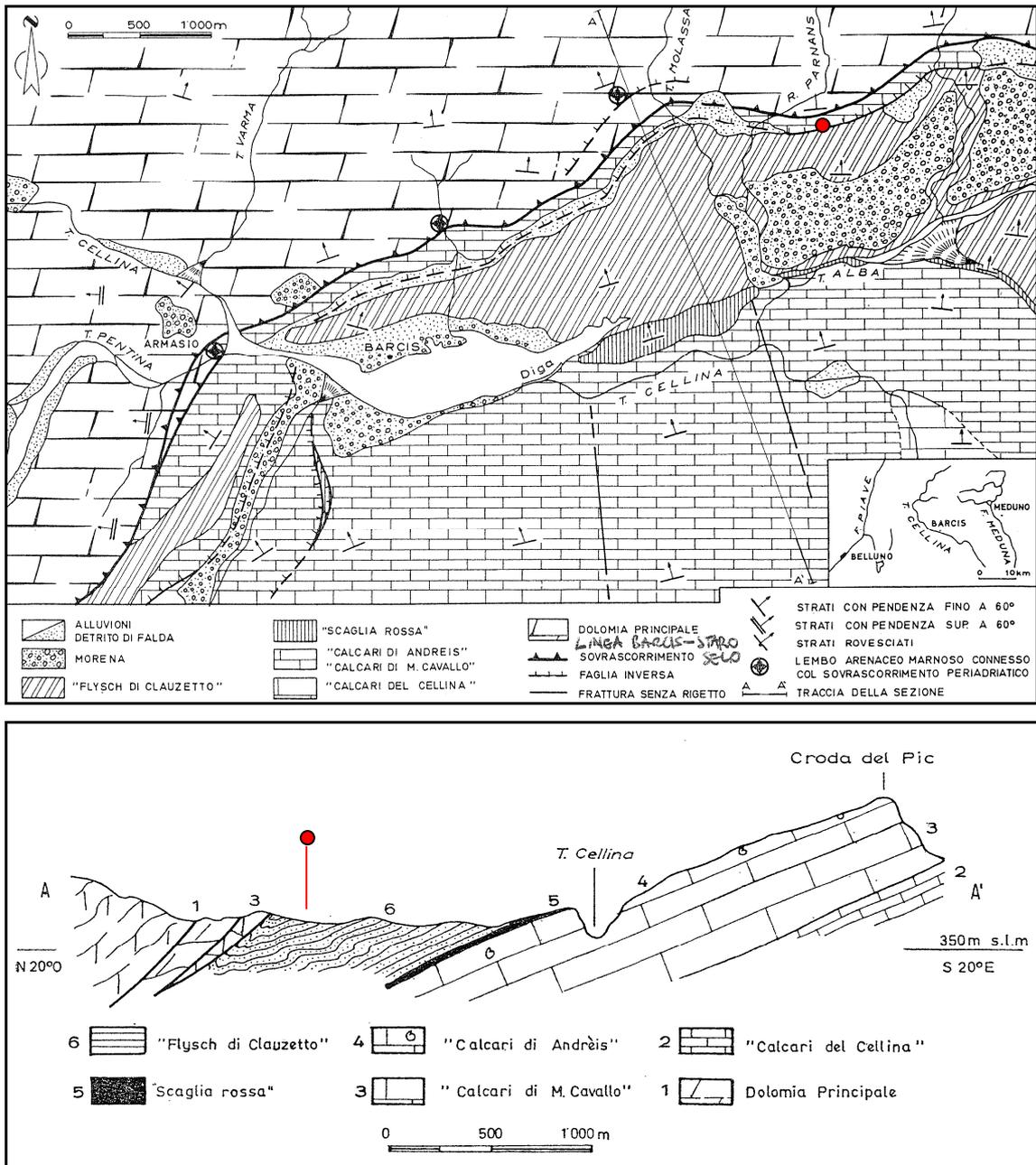
La spiccata dispersione dei valori di magnitudo associata al valore medio calcolato e riferito all'evento è diventata la chiave di lettura per l'interpretazione del maggior numero di trigger registrati alla stazione ALCH rispetto alle altre stazioni della Rete Ravedis. Tale comportamento era stato spiegato nel paragrafo 3.2.4 nei termini di un compromesso tra minore rumorosità al sito d'installazione e maggiore "prossimità" all'area sorgente. Per comprendere il motivo di una dispersione così marcata, si sono analizzati i valori di ampiezza restituiti dalla simulazione WA. Il confronto tra le ampiezze registrate alle diverse stazioni ha evidenziato valori generalmente più elevati

ad ALCH, anche di un fattore 10 (Fig. 7.8). Le altre tre stazioni invece, restituiscono valori di ampiezza molto più simili tra loro. Verificata la correttezza della simulazione WA, si è ricercata la causa di tale anomalia, che comporta valori di magnitudo di 0.6-1 gradi superiori alle altre stazioni, nella caratterizzazione geologica del sito di ALCH.

Lo schema geologico-strutturale riportato in figura 7.9 permette di interpretare le anomalie della stazione ALCH in termini di amplificazione dovuta all'intensa fatturazione dei materiali sottostanti la strumentazione. Un'altra possibile chiave di lettura, che dovrà però essere adeguatamente riprodotta tramite modellazioni sintetiche, è l'azione del sovrascorrimento come guida d'onda. Tale interpretazione è suffragata da una preliminare analisi della dipendenza azimutale di queste amplificazioni. Si noti infatti come i due eventi principali della sequenza di Claut, provenienti da una direzione ortogonale al sovrascorrimento, risultano fortemente amplificati, mentre tale fenomeno non si verifica per il terremoto del bellunese, localizzato grossomodo in direzione parallela alla struttura geologica. Anche su questo aspetto sono previste future indagini.



**Fig. 7.8** Ampiezze WA alle differenti stazioni della Rete Ravedis.



**Fig. 7.9** Schema geologico dell'area di Barcis e sezione (da Salvini, 1969). In rosso l'ubicazione approssimativa della stazione ALCH, proiettata sulla sezione.

## CAPITOLO VIII

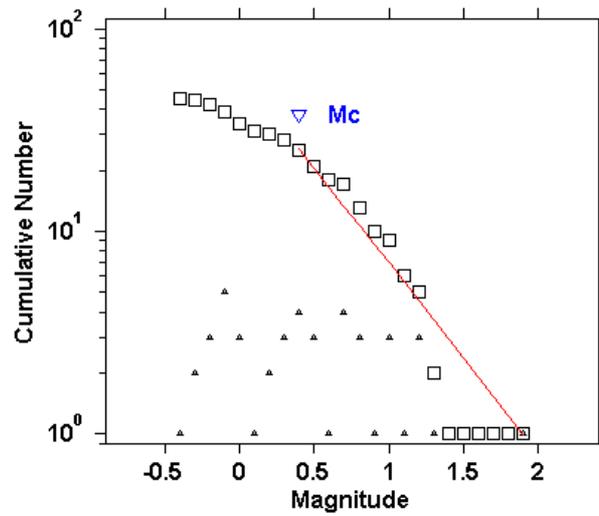
### CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

In 28 mesi di attività, la Rete Ravedis ha registrato circa 500 eventi ad una distanza compresa nei primi ~80 km dalle stazioni ( $\Delta T_{S-P} \leq 10$  s). Di questi, oltre 350 risultano localizzati in un intorno di 30 km dal baricentro dell'area investigata. Solo poco più di 200 eventi sono risolti dai programmi di localizzazione con una qualità che riteniamo adeguata, e ciò nonostante quintuplicano il dataset disponibile nei dati localizzati dal bollettino OGS per il medesimo periodo e la stessa area.

In termini di magnitudo di completezza, il dataset degli eventi osservati in questa area appare oggi completo per magnitudo  $M_L > 0.9$ , contro un valore di circa 1.8 ottenuto dalla rete dedicata all'allarme sismico.

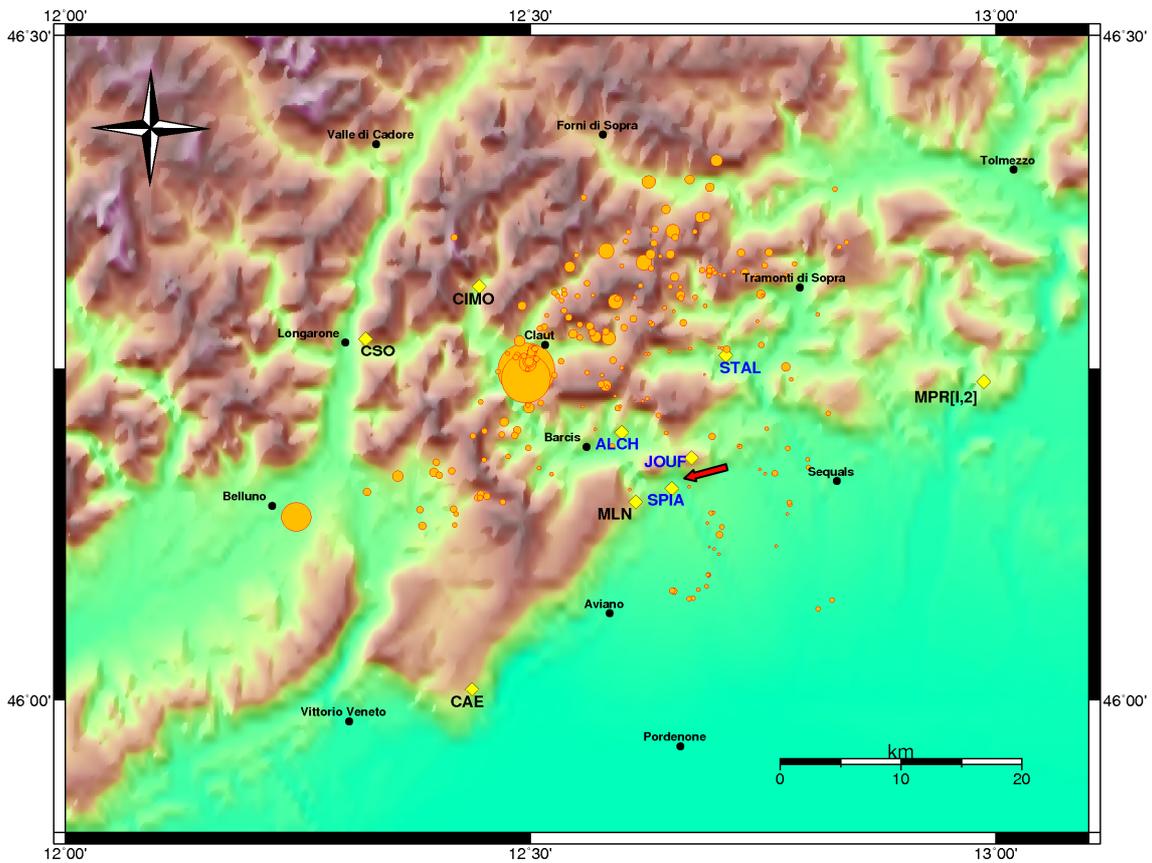
Per quanto più specificatamente attiene i dintorni dell'invaso, la sismicità è al momento molto modesta. La completezza ricavata con le tecniche tradizionali sul dataset degli eventi meglio localizzati in un'area di coordinate  $12.50^\circ$ - $12.75^\circ$ ,  $46.00^\circ$ - $46.25^\circ$  scende a  $M_L \sim 0.36$  (Fig. 8.1). Pur essendo questo campione statisticamente poco significativo, si noti comunque che, esternamente alla geometria di rete sono stati riconosciuti eventi con magnitudo negativa; ciò attribuisce una ragionevole certezza al fatto che la soglia di detezione all'interno della Rete Ravedis si attesti su eventi di simile energia. L'obiettivo per cui è stata installata la microrete è pertanto raggiunto in modo soddisfacente.

La sismicità riprende quanto osservato nei trenta anni precedenti in termini energetici e di distribuzione spaziale. In particolare (Fig. 8.2), osserviamo l'esistenza di una fascia che da Belluno a Forni, passando per Claut, catalizza i terremoti più intensi (terremoto del bellunese,  $M_L = 3.36 \pm 0.17$ ; evento principale della sequenza di Claut,  $M_L = 4.40 \pm 0.40$ ). Al margine della pianura invece, gli eventi diminuiscono sia per numero che per intensità. Per questa sismicità minore risulta particolarmente problematica l'associazione con eventuali strutture sepolte.



Maximum Likelihood Estimate, Uncertainties by bootstrapping  
 b-value = 0.94 +/- 0, a value = 1.79, a value (annual) = 1.44  
 Magnitude of Completeness = 0.36 +/- 0.16

**Fig. 8.1** Distribuzione frequenza–magnitudo degli eventi localizzati dalla Rete Ravedis tra longitudine 12.50°-12.75°, e latitudine 46.00°-46.25°. I dati sono quelli rappresentati in figura 8.2.



**Fig. 8.2** Mappa degli eventi localizzati in questo studio con qualità ritenuta soddisfacente; la dimensione dei simboli è funzione della  $M_L$ . I dati si riferiscono al periodo febbraio 2006 – giugno 2008. La freccia rossa indica la posizione della diga di Ravedis.

Il prolungarsi delle opere di completamento nella diga e il conseguente ritardo delle fasi di collaudo – che prevedono ripetuti invasi e svassi del lago – hanno di fatto compromesso le iniziali prospettive di ricerca sui fenomeni di sismicità indotta. Ciò nonostante, l'esperienza acquisita con le operazioni di campagna e di laboratorio permette oggi un approccio molto più efficace a questo tipo di problematiche. I tre aspetti principali riguardano l'identificazione degli eventi, la loro localizzazione e la valutazione della magnitudo. Nel primo caso, l'abbinamento di tecniche di riconoscimento automatico del segnale con post-processing manuale per l'identificazione delle fasi garantisce che gli eventi analizzati siano esclusivamente terremoti locali, e restituisce una qualità superiore dei tempi di arrivo, come peraltro testimoniato dai diagrammi di Wadati. Future elaborazioni basate su picking automatico potranno quindi riferirsi a questo cospicuo *learning set*.

Relativamente al problema di localizzazione, sono state esplorate tecniche di inversione del modello di velocità mediante Algoritmi Genetici, e confrontati codici di localizzazione assoluta e relativa, basati su metodi lineari e non lineari. Alla fine, questo ha permesso di focalizzare l'attenzione non tanto sulla struttura di velocità o distribuzione spaziale degli eventi, ma soprattutto sulla indeterminatezza del problema e sulla rappresentatività degli errori statistici associati alle soluzioni. Immagini, come ad esempio quella riportata in figura 6.8, risultano illuminanti per la corretta interpretazione del dato sismologico. Questo è il motivo per cui l'analisi di figura 8.2 non si spinge fino ad una stringente associazione terremoto-struttura.

Infine, le elaborazioni relative alla magnitudo, oltre a quantificare la completezza del fenomeno osservato, hanno chiarito come stime basate su relazioni empiriche ( $M_D$ ) possano ridurre l'incertezza dei reali osservati ( $M_L$ ), ma questo a scapito della fisica che effettivamente regola il fenomeno della propagazione. I supposti meccanismi di guida d'onda, ipotizzati per la stazione ALCH, spiegano sia il numero maggiore di trigger alla stazione, sia gli effetti di amplificazione del segnale in funzione dell'azimut. Questi fenomeni hanno però bisogno di un'adeguata validazione tramite simulazione sintetica.

Le prospettive di ricerca a partire dai dataset di osservazioni e forme d'onda acquisite sono molteplici.

Prioritaria è la taratura di altre tecniche automatiche di elaborazione dei dati sismometrici e il confronto con i metodi già utilizzati. Il riferimento è in particolare al

software MIMO del NORSAR (<http://www.norsar.no/>), intensamente applicato alla microsismicità di altri tipi di reservoir (prevalentemente idrocarburi). Si tenga presente che attualmente il dataset di forme d'onda comprende i dati della Rete Ravedis e delle stazioni a banda larga, mentre le stazioni a corto periodo entrano nell'analisi solo con le letture delle fasi già piccate per il bollettino. Potenzialmente quindi un'analisi automatica potrebbe riguardare anche il periodo antecedente l'installazione della terza stazione (marzo 2005 - febbraio 2006).

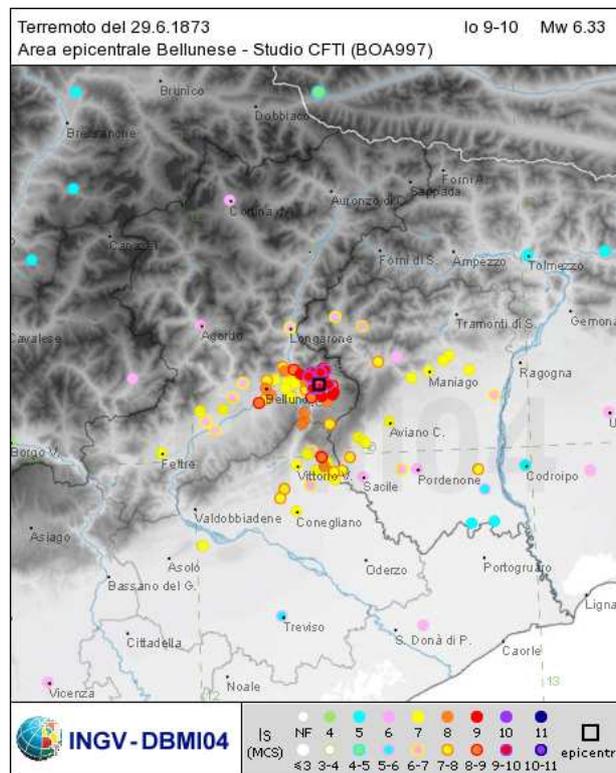
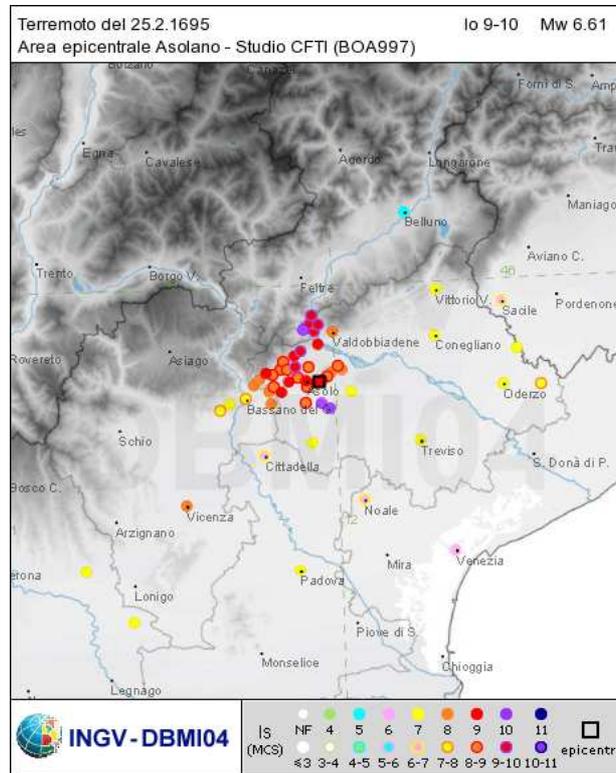
Molto promettente è anche la modellazione delle capacità di detezione della micrete nello spazio; l'analisi dell'attuale geometria e il confronto con ulteriori configurazioni ipotetiche può essere mirata a minimizzare gli errori statistici associati alle localizzazioni nell'area di interesse.

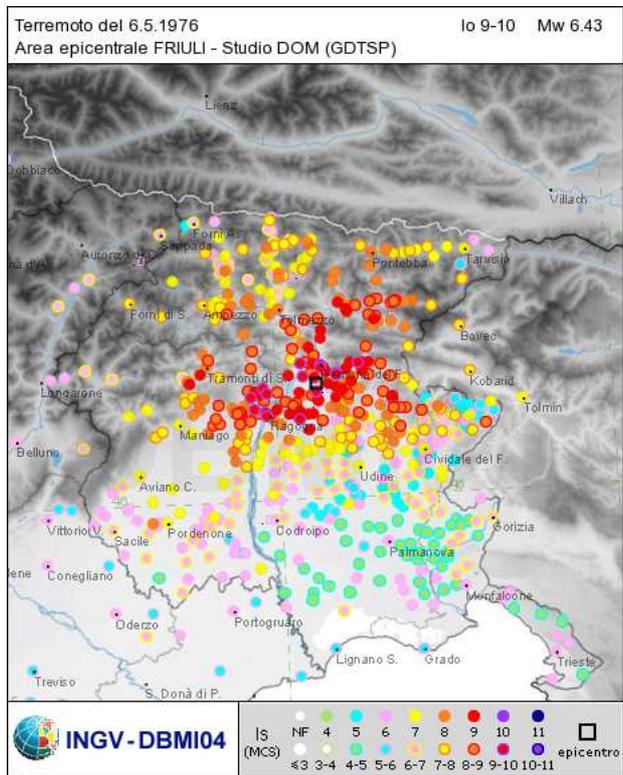
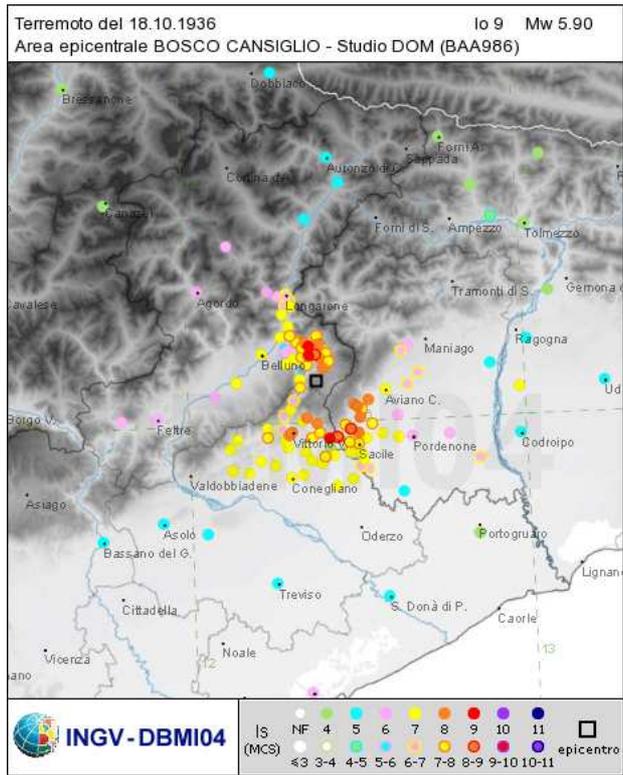
Infine, studi su anisotropia della propagazione ed effetti di sito sono cruciali per risolvere le strutture cristalline tanto complesse come quelle presenti nell'area.

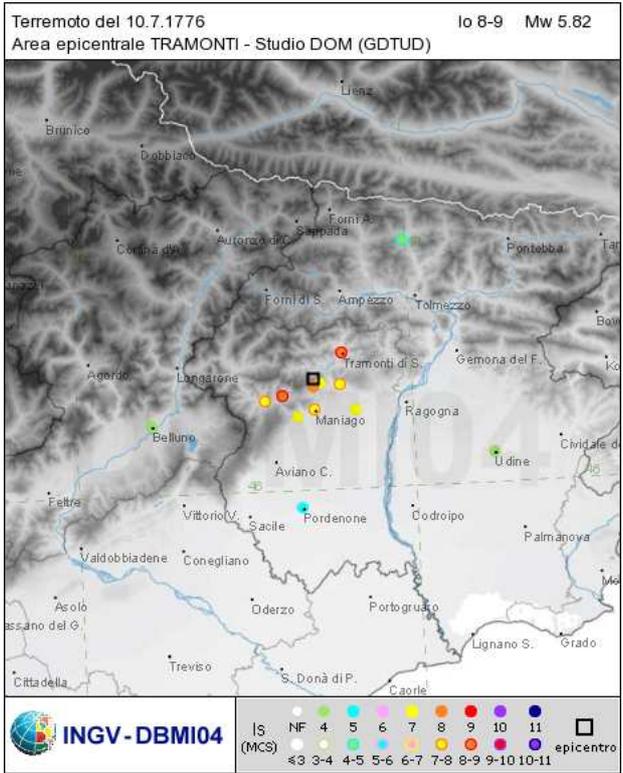
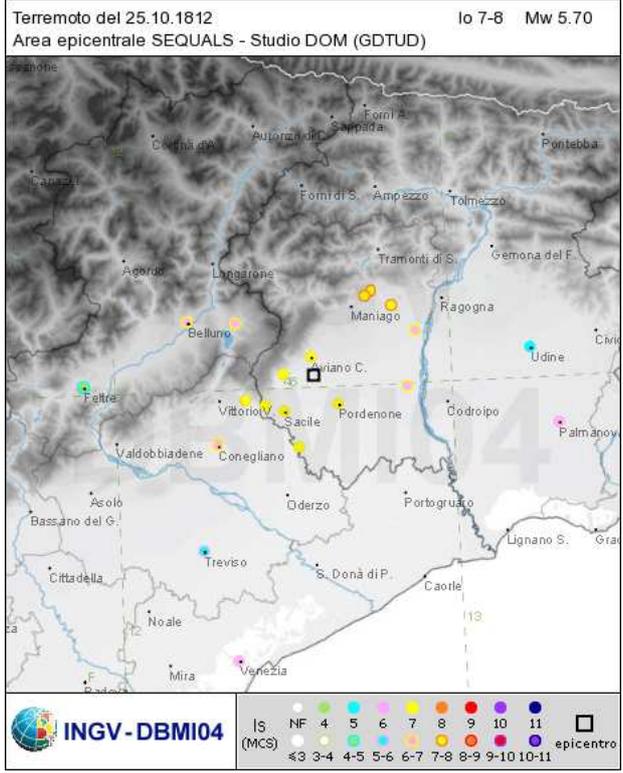
L'attuale situazione, contraddistinta da una molto modesta attività sismica nell'area dell'invaso, agevola il riconoscimento di eventuali influenze, anche deboli, che potrebbero derivare dall'aumento delle sollecitazioni in superficie in corrispondenza alle prossime fasi di collaudo del lago e al suo completo riempimento (<http://messengeroveneto.repubblica.it/>). In tal senso si auspica che le acquisizioni continuino almeno fino alla definitiva entrata a regime dell'attività legata all'invaso.

# APPENDICE A

Piani quotati dei principali terremoti dell'Italia Nord-Orientale e dell'area di studio.







## APPENDICE B

File di controllo del programma *Hypoellipse*.

HEADER OPTION            Ravedis Location (CRS) - Hypoel Linux

JUMP velmod

WEIGHT OPTION            1.4 2.0 20.0

PRINTER OPTION           0

SUMMARY OPTION           1

TABULATION OPTION       0

COMPRESS OPTION          0

CONSTANTS NOPRINT       0

DEBUG OPTION             0

SORT OPTION               1

RESET TEST               1    1.82

RESET TEST               2    0.0

RESET TEST               5    7.0

RESET TEST               6    1.5

RESET TEST               8    3.0

! Distance Weighting

RESET TEST               10   0.0

RESET TEST               11   40.0

RESET TEST               12   90.0

! Truncation weighting

RESET TEST               14   10.0

RESET TEST               15   2.0

! Max Number Iter.

RESET TEST               21   100.0

RESET TEST               23   0.7

! Stop iterations if  $adjs^2$  is less than

RESET TEST               26   0.0001

RESET TEST               29   -0.05

! Locate all with S arrivals

RESET TEST               38   0

! Compute  $V_p/V_s$  and origin time (Wadati or inversion over P)

RESET TEST               48   5.97

RESET TEST               49   1.0

! Century definition

RESET TEST               55   20.0

BEGIN STATION LIST 1 20050101

JUMP ravedis.sta

ARRIVAL TIMES NEXT

JUMP definitivo.dat

## APPENDICE C

Classificazione multiparametrica della qualità delle soluzioni adottata da HYPO71 ed Hypoellipse. La qualità è una “media” di **S** e **D**, definite nelle seguenti tabelle:

<b>S</b>	<b>RMS</b>	<b>SEH</b>	<b>SEV</b>
<b>A</b>	<0.15	≤1.0	≤2.0
<b>B</b>	<0.30	≤2.5	≤5.0
<b>C</b>	<.5	≤5.0	
<b>D</b>	Others		

<b>D</b>	<b>Readings number</b>	<b>GAP</b>	<b>Epicentral distance to the nearest station (km)</b>
<b>A</b>	≥6	≤90°	≤depth or 5 km
<b>B</b>	≥6	≤135°	≤2·depth or 10 km
<b>C</b>	≥6	≤180°	≤50 km
<b>D</b>	Others		

## APPENDICE D

File di controllo delle routine del programma HypoDD: *ph2dt* e *hypoDD*.

### *ph2dt*:

```
* ph2dt.inp - input control file for program ph2dt
* Input station file:
sta9.dat
* Input phase file:
obs4s9sta4phatleast_DD.dat
*MINWGHT: min. pick weight allowed [0]
*MAXDIST: max. distance in km between event pair and stations [200]
*MAXSEP: max. hypocentral separation in km [10]
*MAXNGH: max. number of neighbors per event [10]
*MINLNK: min. number of links required to define a neighbor [8]
*MINOBS: min. number of links per pair saved [8]
*MAXOBS: max. number of links per pair saved [20]
*MINWGHT MAXDIST MAXSEP MAXNGH MINLNK MINOBS MAXOBS
  0  100  10  20  8  1  100
```

### *hypoDD*:

```
* RELOC.INP:
*--- input file selection
* cross correlation diff times:

*catalog P diff times:
dt.ct
* event file:
event.sel
* station file:
sta9.dat
*--- output file selection
* original locations:
hypoDD.loc
* relocations:
hypoDD.reloc
* station information:
hypoDD.sta
* residual information:
hypoDD.res
* source parameter information:
*hypoDD.src
*--- data type selection:
* IDAT: 0 = synthetics; 1= cross corr; 2= catalog; 3= cross & cat
* IPHA: 1= P; 2= S; 3= P&S
* DIST:max dist [km] between cluster centroid and station
* IDAT IPHA DIST
  2  3  100
```

```

*--- event clustering:
* OBSCC:  min # of obs/pair for crosstime data (0= no clustering)
* OBSCT:  min # of obs/pair for network data (0= no clustering)
* OBSCC OBSCT
  0  8
*--- solution control:
* ISTART:  1 = from single source; 2 = from network sources
* ISOLV:   1 = SVD, 2=lsqr
* NSET:    number of sets of iteration with specifications following
* ISTART ISOLV NSET
  2  1  2
*--- data weighting and re-weighting:
* NITER:   last iteration to used the following weights
* WTCCP, WTCCS: weight cross P, S
* WTCTP, WTCTS: weight catalog P, S
* WRCC, WRCT:  residual threshold in sec for cross, catalog data
* WDCC, WDCT:  max dist [km] between cross, catalog linked pairs
* DAMP:     damping (for lsqr only)
* --- CROSS DATA ----- CATALOG DATA ----
* NITER WTCCP WTCCS WRCC WDCC WTCTP WTCTS WRCT WDCT DAMP
  10  -9  -9  -9  -9  1  1  -9  -9  30
  10  -9  -9  -9  -9  1  1  6  5  25
* 4  1  0.5  5  3  0.01 -9  5  10  20
*--- 1D model:
* NLAY:    number of model layers
* RATIO:   vp/vs ratio
* TOP:     depths of top of layer (km)
* VEL:     layer velocities (km/s)
* NLAY RATIO
  5  1.81
* TOP
-1.25 4.16 9.81 20.84 30.00
* VEL
5.85 5.90 6.30 6.41 6.70
*--- event selection:
* CID: cluster to be relocated (0 = all)
* ID:  cusps of event to be relocated (8 per line)
* CID
  0
* ID

```

## APPENDICE E

File di controllo delle routine del programma *NonLinLoc*.

```
# Generic control file statements
CONTROL 1 54321
TRANS LAMBERT WGS-84 45.792 12.0 46.05 46.3 0.0
MAPTRANS LAMBERT WGS-84 45.792 12.0 46.05 46.3 0.0
=====
# Vel2Grid control file statements
VGOUT ./model/layer
VGTYPE P
VGGRID 421 421 158 0.0 0.0 -1.4 0.2 0.2 0.2 SLOW_LEN #griglia 84X84X31.4
INCLUDE ./velmod/ravedis9sta8phaNLL
=====
# Grid2Time control file statements
GTFILES ./model/layer ./time/layer P
GTMODE GRID3D ANGLES_NO
INCLUDE ./station/nllSta10include
GT_PLFD 1.0e-3 0
# END of Grid2Time control file statements
=====
# NLLoc control file statements
LOCSIG Marco Garbin - CRS-UNIPD
LOCCOM Ravedis 2006-2008
LOCFILES ./obs/definitivoNll.dat HYPOELLIPSE ./time/layer ./hypo/event
LOCHYPOUT SAVE_NLLOC_ALL SAVE_HYPOELL_ALL
LOCSEARCH OCT 14 14 5 0.01 20000 5000 0 1
LOCMETH EDT_OT_WT 9999.0 4 -1 -1 1.81 6 -1.0 0.1
LOGGAU 0.2 0.0
LOCQUAL2ERR 0.05 0.07 0.1 1.0 99999.9
LOCGRID 419 419 156 0.2 0.2 -1.2 0.2 0.2 0.2 PROB_DENSITY SAVE
=====
```

## RINGRAZIAMENTI

Ringrazio tutte le persone che in questi tre anni appena trascorsi mi sono state vicine con indicazioni e suggerimenti preziosi, condividendo lavoro e momenti di spensieratezza; sperando di aver in qualche modo restituito ciò che ho da loro ricevuto.

Dedico un ringraziamento particolare a Laura Peruzza per le sue utilissime osservazioni sull'interpretazione dei risultati ottenuti e per l'assoluta disponibilità dedicatami; a Marco Romanelli (kako) per il supporto sugli aspetti legati in particolare alla strumentazione di acquisizione e per la manutenzione della Rete; a Paolo di Bartolomeo (pdb) per avermi "iniziato" all'uso della shell, di AWK e di C. Ringrazio Gianni Bressan per le discussioni sulle strutture di velocità; Annalisa Zaja perché, pur lontana dalla mia consueta sede di lavoro, è sempre stata presente nei momenti importanti, dimostrandomi in ogni occasione un'apprezzata disponibilità. Ringrazio Pier Luigi Bragato e Damiano Pesaresi per le loro utili indicazioni sull'elaborazione dei dati.

Ringrazio infine la mia famiglia per avermi sempre sostenuto nel percorso che ho scelto di compiere; con un pensiero in particolare per la nonna Teresa.

E da ultimo un grazie a te, Faby, per la tua comprensione, il tuo appoggio e per la gioia di condividere con me il tempo di una vita.

## BIBLIOGRAFIA

- Basili, R., Valensise, G., Vannoli, P., Burrato, P., Fracassi, U., Mariano, S., Tiberti, M. M. and Boschi, E. (2008) The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3; summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology. *Tectonophysics* 453:43-20.
- Bernardis, G., Poli, M. E., Renner, G., Snidarcig, A. and Zanferrari, A. (1996) Le tre sequenze sismiche del 1996 a Claut (Prealpi Carniche). *XV° Convegno GNGTS*. Roma, pp 343-248.
- Bondar, I. (1994) GA.C - genetic algorithm - a generic driver for inversion, Budapest.
- Bormann, P., Baumbach, M., Bock, G., Grosser, H., Choy, G. L. and Boatwright, J. (2002). Seismic Sources and Source Parameters. In *New Manual of Seismological Observatory Practice*, pp 94, P. Bormann(ed). IASPEI, GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Bragato, P. L. and Tonto, A. (2005) Local magnitude in northeastern Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95 (2):579-591.
- Bressan, G. (2005) Modelli di velocità 1D nell'Italia Nord-Orientale. Rapporto Interno OGS-Udine, pp 9.
- Bressan, G. and Bragato, P. L. (2009) Seismic deformation pattern in the Friuli-Venezia Giulia region (northeastern Italy) and western Slovenia. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* in press.
- Bressan, G., Bragato, P. L. and Venturini, C. (2003) Stress and strain tensors based on focal mechanisms in the seismotectonic framework of the Friuli-Venezia Giulia region (northeastern Italy). *Bulletin of the Seismological Society of America* 93:1297-1280.
- Burrato, P., Poli, M. E., Vannoli, P., Zanferrari, A., Basili, R. and Galadini, F. (2008) Sources of M (sub w) 5+ earthquakes in northeastern Italy and western Slovenia; an updated view based on geological and seismological evidence. *Tectonophysics* 453:176-157.
- Castellarin, A. (1982) Lineamenti ancestrali sudalpini Guide Geologiche Regionali. The ancestral lineaments of the Southern Alps. Soc. Geol. Italiana: Bologna, Italy, pp 56-41.
- Castellarin, A. (2004). Structural synthesis of the Eastern Alps: a collisional orogenic chain. In *Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004*, pp 3-13, U. Crescenti, S. D'Offizi, S. Merlino and L. Sacchi(ed). Chieti.
- Castellarin, A. and Cantelli, L. (2000) Neo-Alpine evolution of the southern Eastern Alps. *Journal of Geodynamics* 30:274-251.
- D'agostino, N., Cheloni, D., Mantenuto, S., Selvaggi, G., Michelini, A. and Zuliani, D. (2005) Strain accumulation in the southern Alps (NE Italy) and deformation at the northeastern boundary of Adria observed by CGPS measurements. *Geophysical Research Letters* 32.
- Faccenda, M., Bressan, G. and Burlini, L. (2007) Sesimic properties of the upper crust in the central Friuli area (northeastern Italy) based on petrophysical data. *Tectonophysics* 445:210-226.
- Galadini, F., Poli, M. E. and Zanferrari, A. (2005) Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with M> or =6 in the eastern Southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy). *Geophysical Journal International* 161:762-739.

- Grenerczy, G., Sella, G., Stein, S. and Kenyeres, A. (2005) Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. *Geophysical Research Letters* 32.
- Gupta, H. K. (1992) Reservoir-induced earthquakes. *Developments in Geotechnical Engineering*. Elsevier: Amsterdam-Oxford, Netherlands, pp 364.
- Hanks, T. C. and Kanamori, H. (1979) A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research* 84:2350-2348.
- Havskov, J., Bormann, P. and Schweitzer, J. (2002). IS 11.1: Earthquake location. In *New Manual of Seismological Observatory Practice*, pp 19, P. Bormann(ed). IASPEI, GeoForschungsZentrum Potsdam.
- INGV (2004a) CPTI04, Roma. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>.
- INGV (2004b) DBMI04, Roma. <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>.
- INGV (2007) DISS 3.0.4, Roma. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>.
- Knapmeyer, M. (2008) Location of seismic events using inaccurate data from very sparse networks. *Geophysical Journal International* 175:975-991.
- Lahr, J. C. (1984) Description of the weighted regression and quality estimation used in the earthquake location program Hypoellipse. Open-File Report USGS-84-766. Menlo Park, pp 39.
- Lahr, J. C. (1999) HYPOELLIPSE; a computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first-motion pattern (Y2K compliant version), 1999 version 1.0 Open-File Report - U. S. Geological Survey. Denver, CO, United States.
- Laurenzano, G. and Priolo, E. (2008) Numerical modelling of earthquake strong ground motion in the area of Vittorio Veneto (NE Italy). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 49 (3-4):401-425.
- Lee, W. H. K. and Lahr, J. C. (1975) HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. Open-File Report USGS-75-311. Menlo Park, pp 113.
- Lin, C.-H. (2005) Seismicity increase after the construction of the world's tallest building; an active blind fault beneath the Taipei 101. *Geophysical Research Letters* 32.
- Lomax, A. (2006) NonLinLoc (4.10), Mouans-Sartoux <http://alomax.free.fr/nlloc/>.
- Lomax, A. (2008) SeisGram2K (5.3), Mouans-Sartoux <http://alomax.free.fr/seisgram/SeisGram2K.html>.
- Marcellini, A. and Milani, D. (2003) Valutazione della sismicità temporale del Friuli-Venezia Giulia. Relazione Interna OGS-38/2003/CRS-5. Trieste, pp 32.
- OGS (2009) Bollettino della Rete Sismometrica del Friuli Venezia Giulia, Trieste. <http://www.crs.inogs.it/bollettino/RSFVG/>.
- Paige, C. C. and Saunders, M. A. (1982) LSQR: Sparse linear equations and least squares problems. *ACM Transactions on Mathematical Software* 8 (2):195-209.
- Peruzza, L., Iliceto, V. and Slejko, D. (1989) Some seismotectonic aspects of the Alpage-Cansiglio area (N.E. Italy). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 31:63-75.
- Peruzza, L., Poli, M. E., Rebez, A., Renner, G., Rogledi, S., Slejko, D. and Zanferrari, A. (2002) The 1976-1977 seismic sequence in Friuli; new seismotectonic aspects. *Memorie della Società Geologica Italiana* 57, Part 2:400-391.
- Peterson, J. R. (1993) Observations and modeling of seismic background noise. Open-File Report U. S. Geological Survey-93-322. Reston, VA, United States, pp 94.
- Podvin, P. and Lecomte, I. (1991) Finite difference computation of traveltimes in very

- contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International* 105:271-284.
- Poupinet, G., Ellsworth, W. L. L. and Frechet, J. (1984) Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets; an application to the Calaveras Fault, California. *Journal of Geophysical Research* 89:5731-5719.
- Quinlan, D. M. and Harvey, D. (1994) Datascope; a relational database system for scientists. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 75:431-432.
- Rebez, A. and Renner, G. (1991) Duration magnitude for the northeastern Italy seismometric network. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 33:186-177.
- Salvini, G. (1969) Osservazioni geologiche sui dintorni di Barcis (Prealpi Friulane). *Rivista Italiana di Paleontologia* 75 (1):107-121.
- Scarascia, S. and Cassinis, R. (1997) Crustal structures in the central-eastern Alpine sector: a revision of the available DSS data. *Tectonophysics* 271:157-188.
- Simpson, D. W., Leith, W. S. and Scholz, C. H. (1988) Two types of reservoir-induced seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America* 78:2040-2025.
- Sirovich, L. and Pettenati, F. (2004) Source inversion of intensity patterns of earthquakes; a destructive shock in 1936 in northeast Italy. *Journal of Geophysical Research* 109.
- Società Geologica Italiana (2002) Alpi e Prealpi Carniche e Giulie - Friuli Venezia Giulia. Guide Geologiche Regionali. Milano, pp 387.
- Stein, S. and Wysession, M. (2003a). Earthquakes. In *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*, pp 215-285. Blackwell, Oxford, United Kingdom.
- Stein, S. and Wysession, M. (2003b). Inverse Problems. In *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*, pp 415-442. Blackwell, Oxford, United Kingdom.
- Talwani, P. (1997) On the nature of reservoir-induced seismicity. *Pure and Applied Geophysics* 150:492-473.
- Tarantola, A. (2005) *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*. Siam, Parigi, pp 342.
- Tarantola, A. and Valette, B. (1982) Inverse problems = quest for information. *Journal of Geophysics* 50:159-170.
- Trnkoczy, A. (1999). IS 8.1: Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger algorithm. In *New Manual of Seismological Observatory Practice*, pp 19, P. Bormann(ed). IASPEI, GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Waldhauser, F. (2001) hypodd -- A Program to Compute Double-Difference Hypocenter Locations, 2001 version 1.0. Open-File Report U. S. Geological Survey-01-113. Denver, CO, United States, pp 25.
- Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L. (2000) A double-difference earthquake location algorithm; method and application to the northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 90:1368-1353.
- Welch, P. D. (1967) The use of Fast Fourier Transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics* AU-15 (2).
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994) New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84:1002-974.
- Woessner, J. and Wiemer, S. (2005) Assessing the quality of earthquake catalogues; estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the*

*Seismological Society of America* 95:698-684.

Zhou, H. (1994) Rapid three-dimensional hypocentral determination using a master station method. *Journal of Geophysical Research* 99 (B8):15,439-15,455.