

Il recupero e lo studio dei sismogrammi storici

Nicola Alessandro Pino

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Vesuviano

I forti terremoti avvengono su grandi faglie. In genere, più violento è il terremoto, maggiore è la superficie della frattura associata. Le grandi faglie sono strutture geologiche stabili, capaci di accumulare enorme quantità di energia di deformazione, in risposta allo sforzo prodotto dai movimenti tettonici. Questa energia viene poi rilasciata in pochi secondi dando luogo ad eventi sismici rilevanti. Sulla stessa faglia, spesso questo processo si ripete periodicamente con modalità simili. Ma l'accumulo di grandi quantità di energia richiede tempi lunghi, quindi i terremoti più forti hanno lunghi periodi di ritorno, che variano da svariate centinaia a migliaia di anni. La conoscenza dell'energia rilasciata dai maggiori terremoti, la cinematica della dislocazione, le dimensioni della superficie di rottura e la distribuzione dello spostamento sulla frattura sono elementi fondamentali per la definizione del potenziale sismogenetico di una faglia. Queste informazioni sono essenziali per molti aspetti della vita politica ed economica di una regione. Per esempio, la progettazione del ponte sullo stretto di Messina non avrebbe senso senza disporre di un'approfondita conoscenza sulle caratteristiche della sorgente del terremoto che il 28 dicembre 1908 ha totalmente distrutto le città di Messina e Reggio Calabria e che rappresenta una delle maggiori catastrofi sismiche della storia umana.

Attualmente gli studi delle sorgenti sismiche sono principalmente basati sull'analisi di grandi quantità di dati sismici digitali, misurati con strumenti moderni, che permettono ricostruzioni dettagliate del processo sismogenetico. D'altra parte, la moderna sismologia strumentale è un settore che si è sviluppato solo negli ultimi decenni, a partire dal 1960, quando i moderni sismometri elettromagnetici e le stazioni di acquisizione digitale sono stati progettati e installati su tutto il globo terrestre. Con tempi di ricorrenza di centinaia o migliaia di anni, i forti terremoti per cui si abbiano informazioni dirette sulle caratteristiche della sorgente, rispondenti agli attuali standard di qualità, sono naturalmente molto pochi. Diventa perciò essenziale l'elaborazione di tecniche e metodi di analisi che permettano la ricostruzione delle modalità di rilascio di energia sismica per i grandi terremoti del passato come, ad esempio, l'evento della Val d'Agri del 16 dicembre 1857.

Le ricerche sui terremoti storici negli ultimi decenni hanno avuto un incremento significativo. L'insieme degli studi può essere diviso in tre gruppi principali, caratterizzati da metodi di indagine diversi: paleosismologico, macrosismico, strumentale. Le analisi paleosismologiche sono basate sulla ricerca delle tracce che grandi terremoti hanno prodotto sulla superficie terrestre o sugli ultimi metri della crosta terrestre e sono finalizzate al riconoscimento di faglie associate a grandi terremoti del passato ed alla determinazione della dislocazione prodotta dal sisma. Questo approccio permette di individuare e datare eventi avvenuti anche diverse migliaia di anni fa. In Italia, le indagini paleosismologiche hanno raggiunto risultati rilevanti,

permettendo il riconoscimento di faglie in Appennino meridionale sulle quali si sono ripetuti forti terremoti a intervalli di molte centinaia di anni. L'informazione ottenuta con questo tipo di analisi è però puntuale, vincolata al sito in cui viene svolta l'indagine e comunque circoscritta a pochi metri di profondità, mentre le faglie dei terremoti maggiori arrivano tipicamente a oltre 8-10 km e sono lunghe almeno altrettanto. Inoltre, se la rottura non è arrivata alla superficie, come è spesso avvenuto anche recentemente in Italia, non c'è alcuna possibilità di rilevare l'evento.

Le indagini macrosismiche si avvalgono di cronache e documenti risalenti al tempo dell'evento e sono orientate alla ricostruzione degli effetti prodotti in superficie dal terremoto, in termini di distribuzione del danno, con l'obiettivo di definire l'intensità. Grazie alla ricchezza delle fonti storiche, il catalogo italiano dei forti terremoti storici è tra i più completi al mondo. Negli ultimi anni sono stati sviluppati diversi metodi per ricavare informazioni quantitative sulle caratteristiche della sorgente dei terremoti, per esempio orientazione e dimensioni della faglia, dall'analisi di dati macrosismici. Naturalmente queste analisi possono essere effettuate solo a partire da epoche per le quali siano disponibili informazioni sui danni e quindi al più 2.000-2.500 anni fa ma, nei fatti, i dati permettono la determinazione dell'intensità per la maggior parte degli eventi e studi più approfonditi solo per quelli avvenuti nelle ultime poche centinaia di anni. Inoltre, le descrizioni storiche degli effetti dei terremoti non rispondono a criteri oggettivi, talvolta sono imprecise, contraddittorie o errate e la loro interpretazione può essere fonte di ambiguità.

Gli studi strumentali utilizzano le registrazioni storiche di grandezze fisiche legate agli effetti prodotti dal terremoto. In genere, i dati provengono da misure geodetiche dello spostamento statico prodotto in superficie dalla fratturazione crostale associata all'evento o da registrazioni delle oscillazioni causate dal passaggio delle onde sismiche. Per misurare lo spostamento statico è necessaria una misura di riferimento effettuata nello stesso luogo prima che l'evento avvenisse e questa, il più delle volte, non è disponibile. In pochissime circostanze fortunate però, come ad esempio il terremoto dello stretto di Messina del 1908, i dati ottenuti da una livellazione di precisione effettuata poco prima dell'evento hanno permesso una ricostruzione della distribuzione dello spostamento sulla superficie di faglia del terremoto, fino a profondità di diversi chilometri.

Diversamente dallo spostamento statico cosismico, le onde prodotte dai forti terremoti producono oscillazioni rilevabili su tutto il pianeta e quindi, in funzione della quantità e la distribuzione geografica delle stazioni di registrazione, si può spesso disporre di un numero sufficientemente elevato di sismogrammi tale da consentire la ricostruzione del processo di fratturazione. A differenza dei metodi paleosismologici e macrosismici, l'approccio strumentale, sismologico in particolare, è basato su misure oggettive di grandezze legate all'intera evoluzione spazio-temporale del processo di fratturazione ed è lo strumento più opportuno per analizzare le caratteristiche di sorgente di un terremoto. Purtroppo, lo sviluppo degli strumenti sismometrici ha ricevuto un forte impulso soltanto in epoca relativamente recente. Il primo sismoscopio di cui si abbia conoscenza risale all'anno 132, ma era unicamente in grado di verificare l'accadimento di un terremoto e, al più, dare una stima

dell'azimut del luogo in cui l'evento è stato generato, rispetto al sito di osservazione. Ma i dati strumentali più antichi, intesi come misura in funzione del tempo delle oscillazioni prodotte dalle onde sismiche e registrati con apparati di cui si conoscano con buona approssimazione le caratteristiche di misura, risalgono alla fine del Ottocento. Tuttavia, da allora, una grande quantità di sismogrammi relativi ai numerosi terremoti disastrosi che hanno colpito il nostro territorio sono stati registrati da stazioni installate su tutto il pianeta.

1. Il reperimento e l'elaborazione dei sismogrammi originali

Il primo passo da intraprendere nello studio dei sismogrammi storici è costituito dal reperimento dei dati. Già a partire dai primi anni del Novecento il totale degli osservatori sismologici distribuiti su tutto il pianeta superava largamente le 100 unità e, in molti siti, era installato più di uno strumento. Fin dalla fine del Ottocento gli strumenti di misura delle onde sismiche erano basati su apparati a funzionamento sia meccanico che elettromagnetico. Di solito, e fino agli ultimi anni del Novecento, la registrazione dei dati avveniva sia su carta normale che affumicata o fotografica. Considerato che nella maggior parte dei casi il foglio di registrazione era cambiato quotidianamente, ben presto una grande quantità di carta ha cominciato ad accumularsi presso gli osservatori, costituendo un problema per la conservazione, sia per l'ingombro che per la deperibilità del supporto. Inoltre, in passato le analisi erano effettuate sulle registrazioni originali e, specialmente per i terremoti di maggiore rilievo, i sismogrammi erano spesso dati in prestito in tutto il mondo e non sempre restituiti all'osservatorio d'origine. Per questi motivi molti sismogrammi sono andati distrutti o dispersi. Fortunatamente, la sensibilità della comunità scientifica per questa enorme mole di dati è cresciuta e diversi progetti specifici operano oggi per la raccolta, il recupero e la conservazione di sismogrammi storici (per es. SISMOS (Michelini *et al.* 2005); EuroSeismos (Ferrari e Pino 2004).

Una volta recuperati i sismogrammi originali, è necessario produrre una scansione digitale ad alta risoluzione dei fogli di registrazione, dalla quale, utilizzando programmi di elaborazione delle immagini digitali, dovrà essere messa in evidenza la porzione di forma d'onda di interesse che sarà poi trasformata in una traccia digitale mediante *vettorializzazione*. Il prodotto di questo processo è una sequenza di punti, ognuno definito da due coordinate (x,y) . La vettorializzazione, effettuata manualmente o in modo automatico, è un processo critico nell'elaborazione dei dati, in cui potrebbero essere escluse oscillazioni del segnale prodotte dal reale movimento del suolo o, viceversa, introdotte variazioni non correlate con le onde sismiche, specialmente per le oscillazioni di frequenze maggiori. Errori di questo tipo sono frequenti nei casi in cui la visibilità della forma d'onda non sia ottimale. Infatti, anche quando il foglio originale sia perfettamente conservato, le stesse caratteristiche dello strumento o delle oscillazioni registrate possono ridurre drasticamente la nitidezza del sismogramma: lo spessore troppo grande del segnale, rispetto all'ampiezza delle oscillazioni o alla distanza tra le oscillazioni successive (in particolare per la scrittura ottica), la cancellazione di porzioni di sismogramma dovute al segnale del tempo, il movimento troppo veloce dell'apparato di scrittura

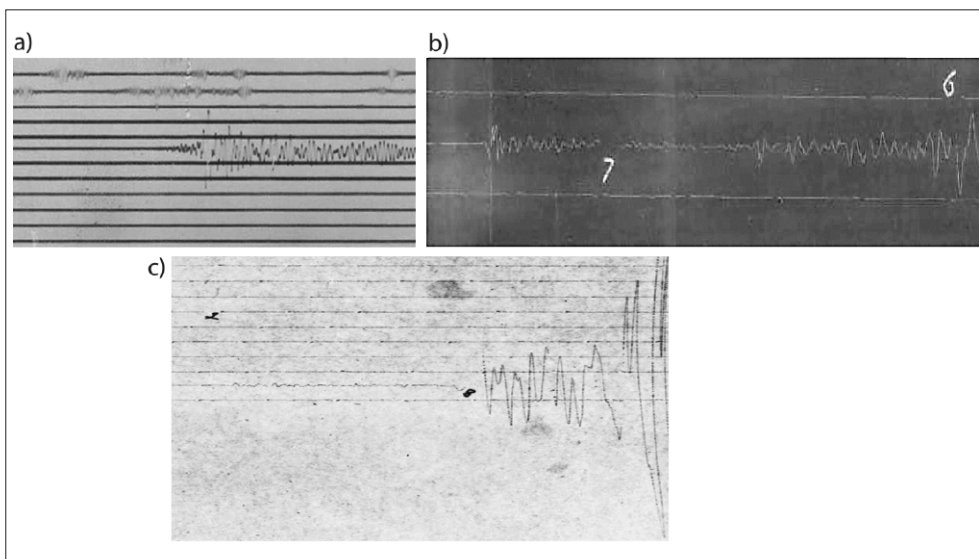


fig. 1 (a) sismogramma del terremoto dell'Irpinia del 7 giugno 1910 ($M = 5.8$), registrato alla stazione di Cheb (Repubblica Ceca). Lo spessore della traccia, rispetto alla frequenza e all'ampiezza delle oscillazioni, non permette di distinguere i dettagli del sismogramma; (b) sismogramma del terremoto della Garfagnana del 7 settembre 1920 ($M = 6.5$), registrato a Uppsala (Svezia). L'assenza di traccia prodotta dal segnale tempo non permette la ricostruzione delle oscillazioni; (c) sismogramma del terremoto della Marsica del 13 gennaio 1915 ($M = 7$), registrato a Uppsala (Svezia). La velocità del movimento del pennino non ha permesso una chiara scrittura del sismogramma.

sono esempi di elementi che rendono difficoltosa la lettura della forma d'onda originale, indipendentemente dallo stato di conservazione della carta (figura 1).

Il sismogramma digitale risulta dalla trasformazione della generica traccia (x,y) in una funzione $s(t)$ del tempo, a valore singolo. In questo passaggio si deve quindi tenere conto degli elementi che sistematicamente influiscono sulla scrittura del sismogramma al momento della registrazione, quali la velocità di scorrimento della carta e, per gli strumenti a scrittura meccanica, la lunghezza finita del braccio del pennino. Se sulle registrazioni originali sono riportati anche i segnali corrispondenti al tempo (tipicamente uno ogni minuto), un valore medio della velocità di scorrimento della carta può essere recuperato facilmente. Non sempre però il funzionamento degli strumenti di un secolo fa era tale da assicurare una velocità di scorrimento costante e, non di rado, nell'arco di pochi minuti potevano essere osservate variazioni significative. La dimensione finita del braccio del pennino dà la caratteristica curvatura che si osserva nei sismogrammi storici (figura 2). Perché la funzione sia a valore singolo, la curvatura deve essere eliminata rad-drizzando il sismogramma.

In aggiunta agli effetti descritti, fattori casuali derivanti da difetti di calibrazione dello strumento, come ad esempio l'errata centratura dell'elemento di scrittura, pos-

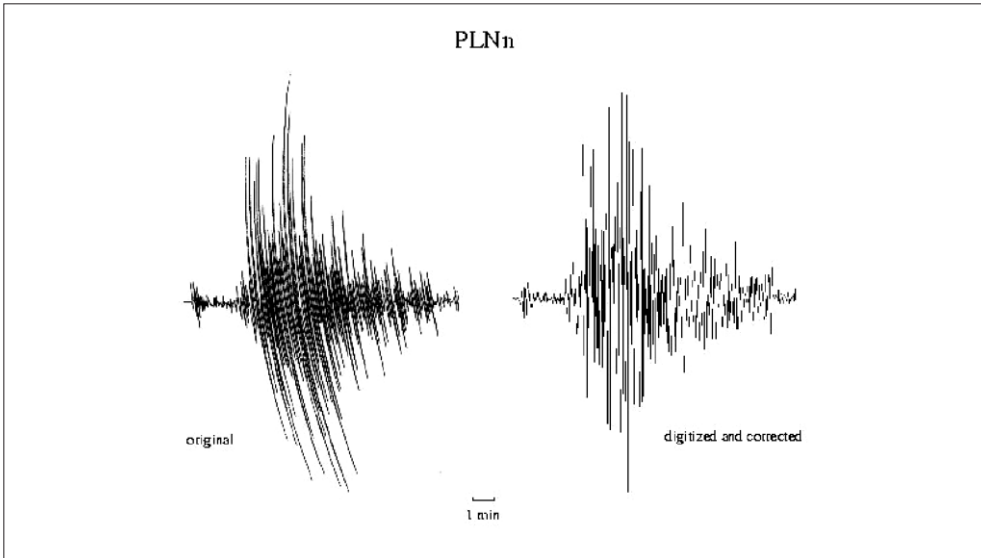


fig. 2 Confronto tra un sismogramma originale e quello digitale ottenuto dopo la vettorializzazione. Sono evidenti gli effetti delle correzioni per la curvatura, dovuta alla lunghezza finita del braccio del pennino, e per la errata centratura del pennino. Il sismogramma riguarda la registrazione effettuata a Plauen (Germania) del terremoto dello stretto di Messina del 28 dicembre 1908 ($M = 7.1$).

sono produrre alterazioni della registrazione che devono essere valutate e corrette in questa fase dell'elaborazione. In generale, queste correzioni sono effettuate con algoritmi numerici che richiedono l'assunzione di alcuni parametri, introducendo quindi un fattore di soggettività. In figura 3 è mostrato il confronto tra due sismogrammi ricavati dalla stessa registrazione originale ed elaborati da due operatori diversi utilizzando le stesse procedure. La differenza tra le forme d'onda è evidente e diventa macroscopica quando alle tracce viene applicato un filtro passa basso. Queste differenze possono avere conseguenze importanti sui risultati.

2. L'analisi dei sismogrammi storici

Pur con le limitazioni e possibilità di errori descritte nel paragrafo precedente, il sismogramma risultante dall'elaborazione è una forma d'onda analoga a quelle registrate dai moderni strumenti digitali, costituito da un vettore a due componenti (tempo, ampiezza) che rappresenta la traccia registrata dal sismografo in risposta allo spostamento del suolo su cui era installato. In linea di principio, si possono quindi utilizzare tutte le moderne tecniche digitali di analisi e modellazione di sismogrammi per lo studio della sorgente sismica.

L'ampiezza del sismogramma è determinata dalle caratteristiche di trasduzione dello strumento, cioè dal modo in cui la catena formata dall'elemento sensibile al moto del suolo, dall'apparato di smorzamento e da quello di scrittura trasforma le oscillazioni prodotte dalle onde sismiche. Nei moderni sismografi basati su tecnologia elettronica, la risposta strumentale, determinata dalle caratteristiche dei com-

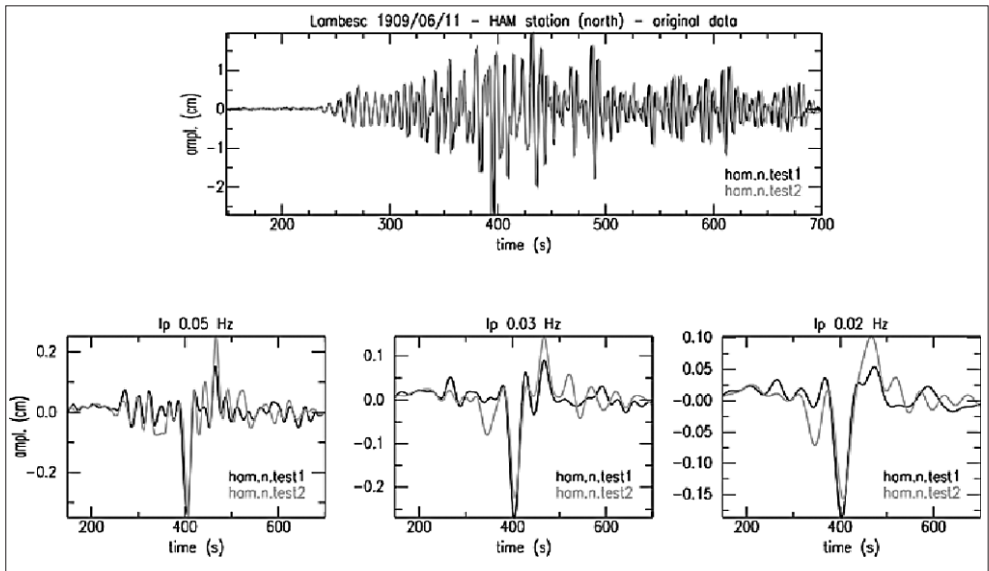


fig. 3 Esempio di digitalizzazioni diverse, elaborate da operatori diversi. In basso sono mostrati i confronti tra le due tracce filtrate passa-basso rispettivamente a 0.05 Hz, 0.03 Hz e 0.02 Hz.

ponenti dei circuiti che costituiscono le varie parti dello strumento, è ben nota ed estremamente stabile e comunque verificabile con precisione. Per questo motivo, lo spostamento del suolo che ha prodotto la registrazione può essere ricostruito con un errore trascurabile. La risposta degli strumenti in uso negli ultimi decenni dell'Ottocento e nei primi del Novecento, era ugualmente determinata dalle caratteristiche costruttive ma, specialmente per gli strumenti meccanici, poteva essere molto instabile e non veniva verificata con grande frequenza. A Potsdam, per esempio, il periodo proprio del sismografo orizzontale Wiechert, corrispondente a 14 s nel novembre 1905 per entrambe le componenti, nel settembre 1910 risultò essere 12.5 s e 19.8 s per le componenti N e E, rispettivamente (Hurtig e Kowalle 1988).

Oltre alle alterazioni delle caratteristiche del sismografo, il funzionamento reale dello strumento poteva essere influenzato da diversi fattori, quali l'attrito tra il pennino e la carta o un non perfetto disaccoppiamento tra le componenti orizzontali, che potevano influire sulla registrazione. Questi ultimi, comunque, producono effetti sicuramente trascurabili rispetto alle variazioni prodotte dalle instabilità delle caratteristiche fondamentali quali il periodo proprio del pendolo, il coefficiente di smorzamento o quello di amplificazione statica.

La conoscenza dei parametri fondamentali del sismografo permette la ricostruzione di una forma analitica, teorica, della risposta strumentale (figura 4). Questa costituisce solo un'approssimazione, più o meno accurata, della risposta vera che, in generale, rimane incognita e può essere molto diversa, in particolare alle frequenze più basse, per le quali piccole differenze di ampiezza del sismogramma corrispondono a grandi differenze nello spostamento del suolo, o a quelle vicine al periodo proprio dello strumento, fortemente influenzato dal valore della costante di smorza-

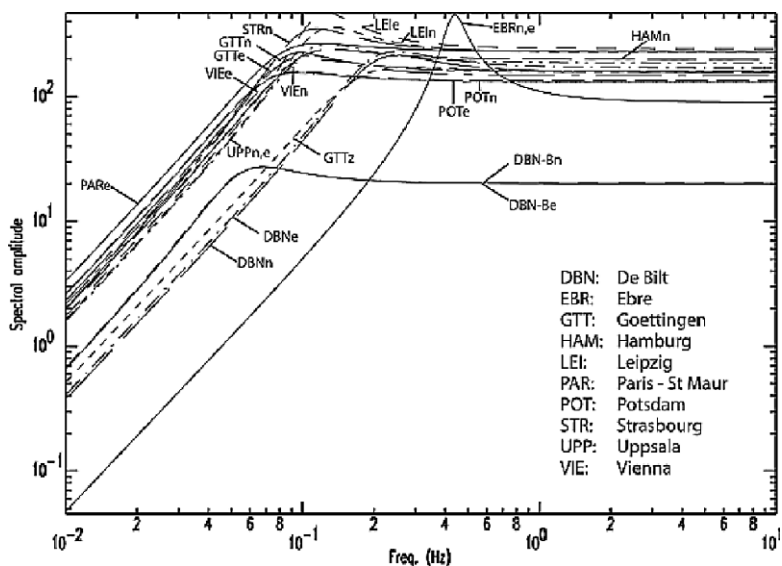


fig. 4 Esempi di funzioni di risposta teoriche per diversi strumenti. Le sigle indicano le località in cui erano installate le relative stazioni.

mento h . Per questi motivi, ricostruire lo spostamento vero del suolo eliminando matematicamente (con una operazione di deconvoluzione) dai sismogrammi l'effetto della risposta teorica degli strumenti storici di registrazione è certamente sconsigliabile. In ogni caso, prima di utilizzare sismogrammi storici per derivare informazioni sulle caratteristiche della sorgente dei terremoti, è sempre opportuno valutare le eventuali conseguenze delle incertezze sulle caratteristiche di risposta degli strumenti sui risultati, come mostrato per esempio in figura 5.

2.1. Lo studio della sorgente sismica dall'analisi dei sismogrammi storici

2.1.1. La magnitudo

Una delle grandezze fondamentali per la caratterizzazione del terremoto è la magnitudo. Introdotta per la prima volta nel 1935 da Richter per determinare in modo quantitativo e il più possibile oggettivo la forza di un terremoto, la magnitudo è una funzione del logaritmo del massimo rapporto A/T , dove A è l'ampiezza del moto del suolo e T il periodo dell'oscillazione corrispondente. A partire dalle prime registrazioni sismografiche, bisognerà quindi aspettare diversi decenni prima che le informazioni di ampiezza contenute in un sismogramma fossero utilizzate quantitativamente per la definizione di caratteristiche della sorgente del terremoto. Poiché dipende dall'ampiezza e dal periodo, la valutazione della magnitudo può essere influenzata da una scarsa corrispondenza tra la funzione di risposta teorica e quella reale o da errori nel processo di elaborazione. In particolare, la dipendenza dal logaritmo di A/T implica che un errore, ad esempio, di un fattore 2 nella valutazione di questo rapporto si traduca in un errore uguale a 0.3 nel valore della magnitudo. In figura 6 è mostrato l'effetto di un errore nel

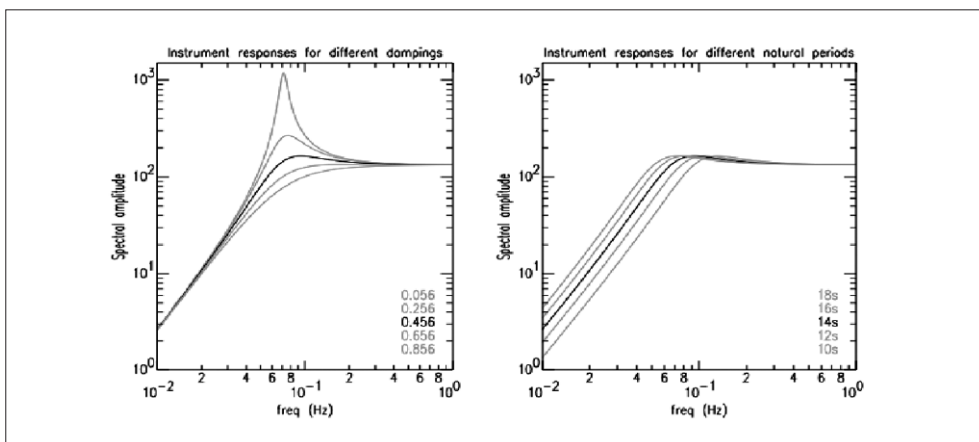
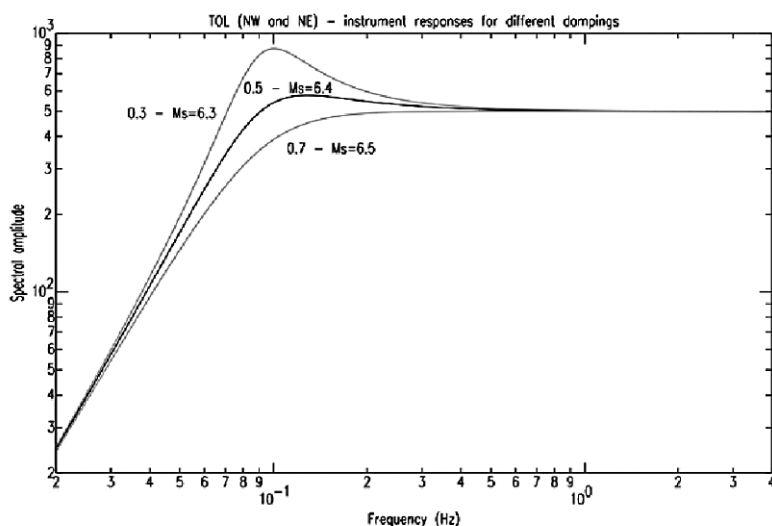


fig. 5 Effetti delle variazioni dello smorzamento (sinistra) e del periodo proprio dello strumento (destra) sulle funzioni di risposta teoriche. I numeri nei riquadri indicano i valori utilizzati per il calcolo delle risposte teoriche. In alcuni intervalli di frequenza, piccole variazioni possono produrre grandi differenze.

valore della costante di smorzamento h sulla funzione di risposta e, di conseguenza, sulla determinazione della magnitudo. Naturalmente, trattandosi di errori casuali, maggiore è il numero di sismogrammi disponibili per un terremoto, minore è la possibilità di errore.

fig. 6 Esempio delle differenze prodotte nella valutazione della magnitudo dall'utilizzo di diversi fattori di smorzamento, nella ricostruzione della funzione di risposta teorica. Le differenze sono relative a magnitudo calcolate su onde di periodo prossimo al periodo proprio dello strumento.



2.1.2. L'analisi spettrale: verifica della risposta strumentale teorica e informazioni preliminari sulla sorgente

La conoscenza quanto più precisa possibile delle costanti dello strumento è quindi fondamentale per qualsiasi analisi dei sismogrammi. In molti casi sono disponibili i bollettini originali prodotti periodicamente dai vari osservatori, nei quali sono descritte le caratteristiche dei vari sismografi gestiti da quelle strutture. Questi documenti, anche se non sempre precisi e puntuali, costituiscono una fonte di informazione essenziale quanto i sismogrammi stessi. Le funzioni di risposta strumentale costruite a partire dalle costanti indicate dai bollettini possono essere verificate, almeno qualitativamente, effettuando un'analisi spettrale dei sismogrammi. In generale, lo spettro dell'impulso dell'onda P , registrato a distanze telesismiche, costituisce una buona approssimazione dello spettro della funzione sorgente che, a sua volta, rappresenta il rateo di momento sismico (o di energia) rilasciato alla sorgente, in funzione del tempo. Il confronto tra lo spettro dell'impulso dell'onda P registrata e quelli teorici, calcolati per diversi modelli di sorgente e modificati per l'attenuazione dovuta alla propagazione e per la risposta dello strumento, permette di valutare in prima approssimazione l'affidabilità della risposta teorica del sismografo e, contestualmente, di ricavare informazioni preliminari sulle caratteristiche della sorgente del terremoto, quali il momento sismico M_0 e la durata apparente della sorgente (figura 7).

2.1.3. Il meccanismo focale

Il meccanismo focale è una schematizzazione che rappresenta la geometria del piano di faglia associato al terremoto, in termini di orientazione del piano e direzione di scorrimento relativo dei blocchi sui due lati della faglia. In questo senso, il meccanismo focale è una descrizione del movimento associato alla sorgente, che permette di illustrare semplicemente l'azione degli sforzi sul piano di faglia e la relazione del terremoto con i movimenti tettonici. In questa rappresentazione la faglia è assunta puntiforme, poiché tutti gli effetti dovuti alla propagazione della rottura sono trascurati. Ma la frattura reale non è mai una superficie piana e la vera direzione del movimento non è necessariamente costante su tutto il piano di rottura, quindi i valori risultanti corrispondono ad un'approssimazione di quelli reali.

La direzione di movimento dei blocchi alla sorgente è un'informazione fondamentale, la cui determinazione costituisce uno degli obiettivi principali dell'analisi sismologica. Il calcolo del meccanismo focale è oggi una operazione effettuata comunemente, anche a pochi minuti dal terremoto e in molti casi automaticamente. Il metodo più utilizzato è basato sull'analisi e la modellazione di sismogrammi, di solito corrispondenti all'intera durata della registrazione del terremoto, in diverse bande di frequenza. Il sismogramma registrato ad una generica stazione è il risultato della sovrapposizione degli effetti: a) della sorgente; b) della struttura, cioè della propagazione dell'energia all'interno della Terra, tra la sorgente e la stazione; c) della risposta dello strumento. Quindi, per questo tipo di analisi è necessario disporre di un modello affidabile della struttura dell'interno della Terra, lungo i percorsi dalla sorgente alle varie stazioni. Più alte sono le frequenze analizzate,

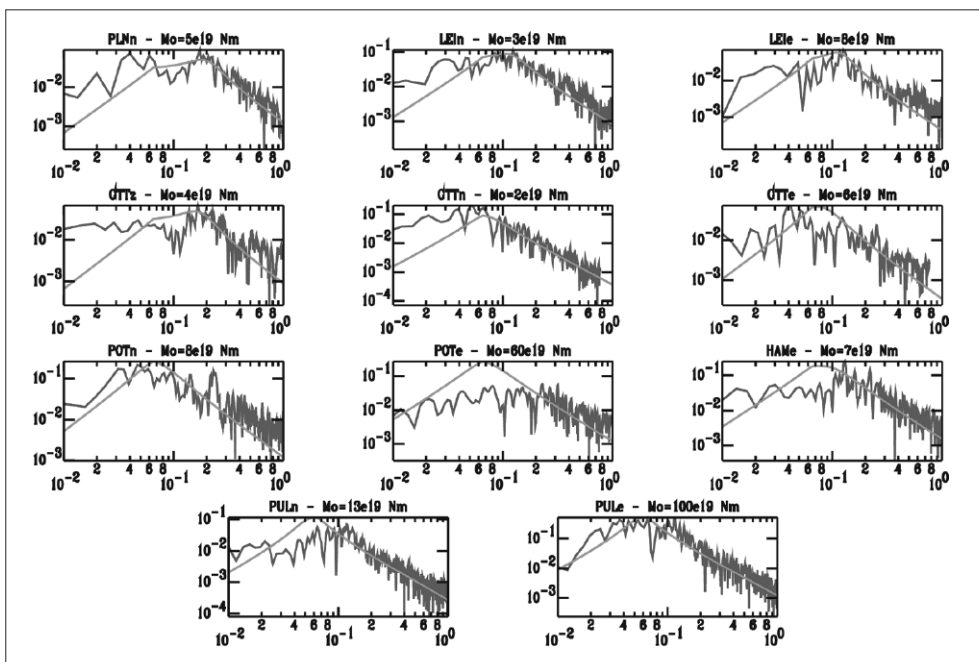


fig. 7 Confronto tra gli spettri dei segnali registrati (linea chiara) e quelli teorici (linea scura) per il terremoto di Messina del 28 dicembre 1908 (Pino *et al.* 2000). Le sigle su ogni grafico indicano le stazioni sismiche e la componente (z, n, e); il valore M_0 è il momento sismico utilizzato per scalare lo spettro sintetico su quello osservato. La verifica della consistenza tra i diversi valori di momento sismico M_0 serve a valutare l'affidabilità dei parametri strumentali. Inoltre, questo confronto consente una prima valutazione delle caratteristiche della frattura: in questo caso, gli spettri teorici sono stati calcolati per una durata della sorgente di 15 s. Negli spettri sintetici, il picco presente su tutte le tracce a circa $0.067 (= 1/15)$ Hz corrisponde alla durata teorica della sorgente, mentre l'altro corrisponde al periodo proprio dello strumento, T_0 , ed è ben visibile solo per le stazioni con periodo molto diverso da 15 s (ad es. per PLN, $T_0 = 5.0$ s ed il picco è a $0.2 (= 1/5)$ Hz).

maggiore è il contributo degli effetti di piccole disomogeneità della sorgente e della struttura attraversata dalle onde sismiche sul sismogramma. In questo caso, la struttura dovrà essere conosciuta con maggiore dettaglio e sarà più difficile ottenere un risultato stabile. Pertanto, solitamente si preferisce valutare il meccanismo di sorgente filtrando i sismogrammi in una banda di frequenza la più bassa possibile, di modo che la struttura attraversata sia approssimabile, con buona confidenza, con semplici modelli regionali lateralmente omogenei, e i risultati corrispondono ad una sorta di media dell'orientazione reale del piano e della direzione del movimento dei blocchi. L'odierna disponibilità di grandi quantità di dati, a larga banda, di alta qualità, registrati con densità geografica relativamente elevata, permette di ottenere da questo tipo di analisi soluzioni affidabili per il meccanismo focale di tutti i terremoti maggiori ($M \geq 5$).

Un metodo alternativo è basato sull'analisi della direzione del primo spostamen-

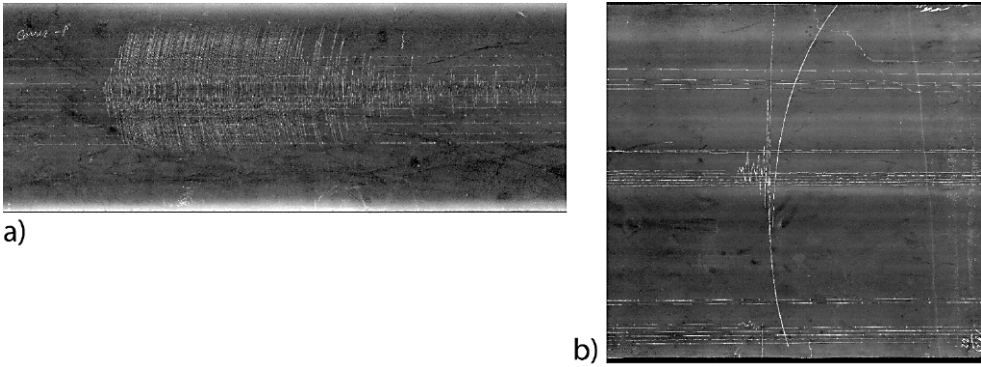


fig. 8 Esempi di sismogrammi del terremoto dell'Irpinia del 23 luglio 1930 ($M = 6.6$).
 a) sismogramma registrato dal sismografo Vicentini. L'ampiezza del movimento ha prodotto un segnale saturo; b) sismogramma registrato dall'Omori-Alfani di Firenze. La traccia è interrotta perché l'ampiezza dell'oscillazione ha portato il braccio fuori scala, bloccando la registrazione.

to registrato alle stazioni, riconducibile al movimento avvenuto in corrispondenza del piano di faglia. I limiti di questo approccio sono costituiti dal fatto che le onde analizzate sono di frequenza relativamente alta e quindi la direzione del moto associato può maggiormente risentire delle eterogeneità della struttura attraversata dalla sorgente alla stazione. Inoltre, essendo legato solo alla direzione del primo movimento, non può dare informazioni sul moto avvenuto sull'intero piano di faglia e il risultato corrisponde solo a quanto avvenuto nei primi istanti della rottura.

Nonostante il primo approccio fornisca meccanismi focali più affidabili di quelli ottenuti dall'analisi dei primi movimenti, l'applicazione ai sismogrammi storici può essere molto problematica, inopportuna o anche non possibile. Infatti, come illustrato nel paragrafo 1, filtrare a bassa frequenza le forme d'onda digitali ottenute da un sismogramma storico è un'operazione che produce risultati notevolmente instabili. Inoltre, spesso i sismogrammi dei terremoti maggiori, specialmente quelli registrati a distanza locale o regionale, sono "saturati", cioè le oscillazioni indotte dal moto del suolo sono di ampiezza maggiore di quella massima permessa dall'apparato di registrazione, o troncati nell'istante in cui l'apparato di scrittura, nel raggiungere il massimo dell'oscillazione, si è bloccato (figura 8). D'altra parte, per calcolare il meccanismo focale utilizzando le direzioni di spostamento dei primi arrivi è necessario che questi siano leggibili senza incertezza e che il verso della registrazione rispetto al senso del moto del suolo sia noto. Se quest'ultima informazione non è riportata dai bollettini dell'epoca e non si riesce a desumerla (per esempio confrontando i sismogrammi con quelli registrati da stazioni vicine), il dato relativo è inutilizzabile.

Rispetto ad oggi, la distribuzione geografica delle stazioni nei primi decenni del Novecento era molto disomogenea, con una gran parte di strumenti nell'emisfero nord, e in particolare in Europa centrale. Di conseguenza, per terremoti storici, la distribuzione delle informazioni sui primi arrivi non copre omogeneamente l'intero

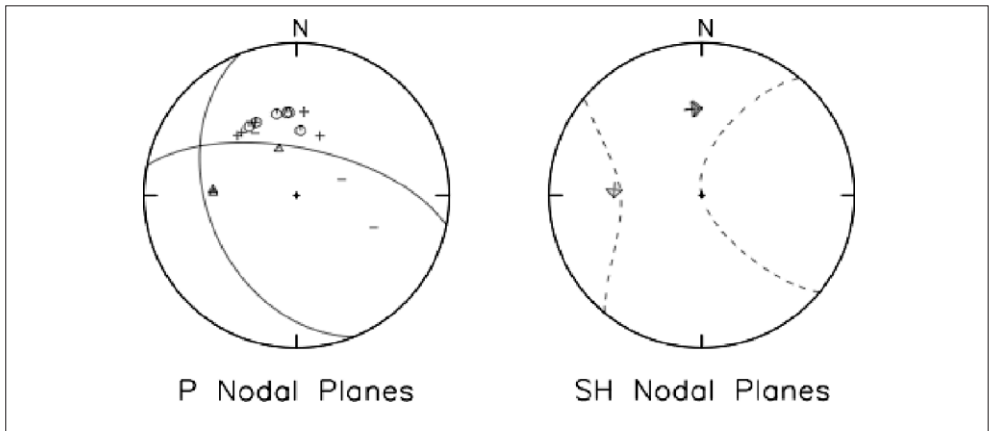


fig. 9 Esempio di meccanismo focale calcolato con le polarità dei primi arrivi delle onde P e le direzioni di polarizzazione delle SH , per il terremoto dell'Irpinia del 23 luglio 1930 (Pino *et al.* 2007).

spazio e la soluzione del meccanismo focale non è ben vincolata. In queste condizioni, si può cercare di arricchire il numero di dati inserendo le informazioni riguardanti la direzione di polarizzazione delle onde S , ottenendo così soluzioni più stabili (figura 9). Va però sottolineato che non è opportuno valutare la direzione di polarizzazione sulle onde S verticali, per la contaminazione dovuta alle conversioni P - SV alla superficie libera, e che la polarizzazione delle S orizzontali andrebbe considerata solo alle stazioni per cui le componenti siano naturalmente ruotate, cioè quelle per cui la componente trasversale del moto corrisponde ad uno dei due assi orizzontali dello strumento. Questo perché la rotazione, così come si è visto per la eliminazione della risposta dello strumento dal sismogramma, implica una elaborazione delle tracce originali che è sempre sconsigliabile, per non alterare le registrazioni introducendo effetti artificiali.

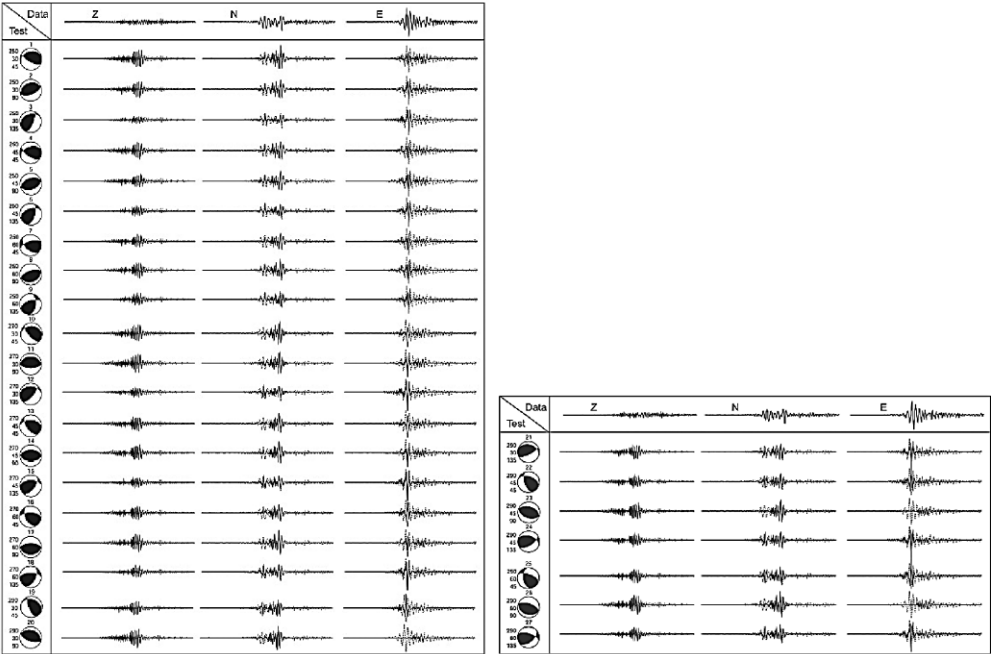
Infine, nei casi in cui entrambi i metodi non siano applicabili si può tuttavia tentare di ottenere informazioni sul meccanismo focale da un confronto qualitativo tra i sismogrammi registrati e le simulazioni calcolate per diverse geometrie della sorgente, come mostrato in figura 10. Nell'esempio mostrato, relativo al terremoto del 11 giugno 1909 di Lambesc (Francia meridionale; $M = 6.0$), la conoscenza dell'orientazione delle linee di distribuzione del danno e della direzione approssimativa delle faglie nell'area sorgente ha permesso di determinare il meccanismo focale, verificando diverse possibilità compatibili con le informazioni a priori sulla geometria della faglia (Baroux *et al.* 2003).

2.1.4. L'analisi del rilascio di momento sismico

La frattura associata ad un terremoto inizia con una rottura in un punto, dove due blocchi di roccia, scivolando l'uno contro l'altro, producono una dislocazione. Da lì, la frattura si propaga lungo la superficie del piano di faglia e, in ogni punto, genera una dislocazione di ampiezza variabile. Nei terremoti maggiori, il tempo neces-

sario perché in un punto si raggiunga la dislocazione finale può arrivare ad alcuni secondi, mentre la propagazione della frattura può durare anche decine di secondi. In molti casi, si possono verificare eventi multipli durante i quali, terminato un primo episodio di rottura, dopo diversi secondi, la frattura ricomincia lungo lo stesso piano o su un piano adiacente. Ogni punto in cui si verifica una rottura emette energia per un tempo corrispondente alla durata della dislocazione, che viene propagata nel mezzo circostante sotto forma di onde sismiche. A causa del tempo necessario per la propagazione della frattura e per lo sviluppo della dislocazione, in ogni istante ci saranno più luoghi della faglia che emettono energia o, corrispondentemente, rilasciano momento sismico $M_0 = \mu Sd$ ($M_0 = \text{rigidità del mezzo} \times \text{superficie della frattura} \times \text{dislocazione media}$; *proporzionale all'energia sismica emessa*). Se questi sono posti a diversa distanza da una stazione, l'energia emessa contemporaneamente arriva in istanti diversi. La *funzione sorgente* o *rateo di rilascio di momento sismico* $M(t)$, citata nel paragrafo 2.1.2, descrive la variazione di rilascio di momento sismico nel tempo, relativo a tutta la superficie di rottura, senza distinzione tra i punti della faglia, ed è una caratteristica della sorgente del terremoto. Il suo integrale nel tempo corrisponde al momento sismico rilasciato dal terremoto, in funzione del tempo; per t maggiore della durata del terremoto, cioè quando la frattura si è fermata, si ha il momento sismico totale M_0 . La funzione sorgente

fig. 10 Esempio di meccanismo focale valutato dal confronto qualitativo tra dati (linea tratteggiata) e sismogrammi sintetici (linea continua) calcolati per diverse geometrie della sorgente, selezionate sulla base di informazioni indipendenti. I sismogrammi sono relativi al terremoto di Lambesc (Francia meridionale) dell'11 giugno 1909 ($M = 6.0$) (Baroux *et al.* 2003).



di un evento sismico prodotto da una frattura puntiforme, istantanea, corrisponde ad un singolo impulso di durata infinitesima. Per quanto visto precedentemente (paragrafo 2.1.3), con una sorgente così semplice, le complesse oscillazioni registrate da una stazione sismica sono esclusivamente dovute alla risposta dello strumento e agli effetti della propagazione delle onde sismiche nell'interno della Terra. Per un terremoto forte, le differenze osservate nei sismogrammi registrati alla stessa stazione sono date dalle diverse caratteristiche della funzione sorgente $M(t)$, dal momento che la struttura in cui si propagano le onde sismiche è sempre la stessa.

Quando si conosce l'effetto della struttura sul sismogramma, dall'analisi delle registrazioni si può determinare la funzione sorgente, ricavando informazioni sulle caratteristiche di rilascio di momento sismico della sorgente del terremoto. Concettualmente il procedimento consiste nel considerare la faglia del terremoto maggiore come equivalente alla composizione di tante piccole faglie uguali, ognuna con dislocazione diversa che avviene in tempi successivi. Se la distanza sorgente-stazione è sufficientemente più grande delle dimensioni della faglia, i sismogrammi prodotti da questi piccoli terremoti saranno tutti uguali. Ne consegue che la forma d'onda dell'evento maggiore può essere riprodotta sommando tante volte lo stesso sismogramma elementare spostato ripetutamente nel tempo, per considerare gli istanti diversi in cui le singole porzioni di faglia emettono energia, e ognuno moltiplicato per un fattore opportuno che tenga conto della disomegeneità della dislocazione. La funzione che descrive la variazione di questo fattore nel tempo è la funzione sorgente del terremoto maggiore. Questo significa che confrontando i sismogrammi del terremoto maggiore con quelli prodotti da un terremoto sufficientemente piccolo (avvenuto nella stessa area sorgente e con lo stesso meccanismo focale), si ricava la funzione sorgente, cioè la funzione che permette di riprodurre le forme d'onda dell'evento maggiore dalla combinazione dei sismogrammi di quello minore. Il confronto si effettua per porzioni analoghe di sismogramma. Comunemente si includono solo alcuni secondi o poche decine di secondi di onde P , a partire dal primo arrivo, perché queste contengono un maggior dettaglio di informazione sulla sorgente rispetto alle onde di superficie e , a differenza delle onde S , sono ben riconoscibili e separate dal resto del sismogramma.

A causa degli effetti di propagazione, sia della frattura che delle onde sismiche, l'aspetto della funzione sorgente dipende dall'angolo di osservazione rispetto all'orientazione della faglia, sebbene l'integrale calcolato per t maggiore della durata dell'evento sia costante, essendo sempre uguale a M_0 . Quindi, per ogni stazione, si parlerà di *funzione sorgente apparente* $M_a(t)$, la cui durata rappresenta la durata apparente della sorgente. La disponibilità di $M_a(t)$ a stazioni poste a diversi angoli di osservazione permette la ricostruzione della funzione sorgente $M(t)$ dalla quale, come si vedrà, si può determinare la distribuzione di dislocazione sul piano di faglia.

Con i sismogrammi moderni queste analisi sono abbastanza complesse e richiedono la disponibilità di un numero sufficiente di dati, registrati con una buona copertura azimutale. Per i sismogrammi storici, è molto raro disporre di piccoli terremoti, rilevati dagli stessi strumenti. Ma i moderni strumenti a larga banda consentono la ricostruzione della registrazione da parte di un qualsiasi strumento

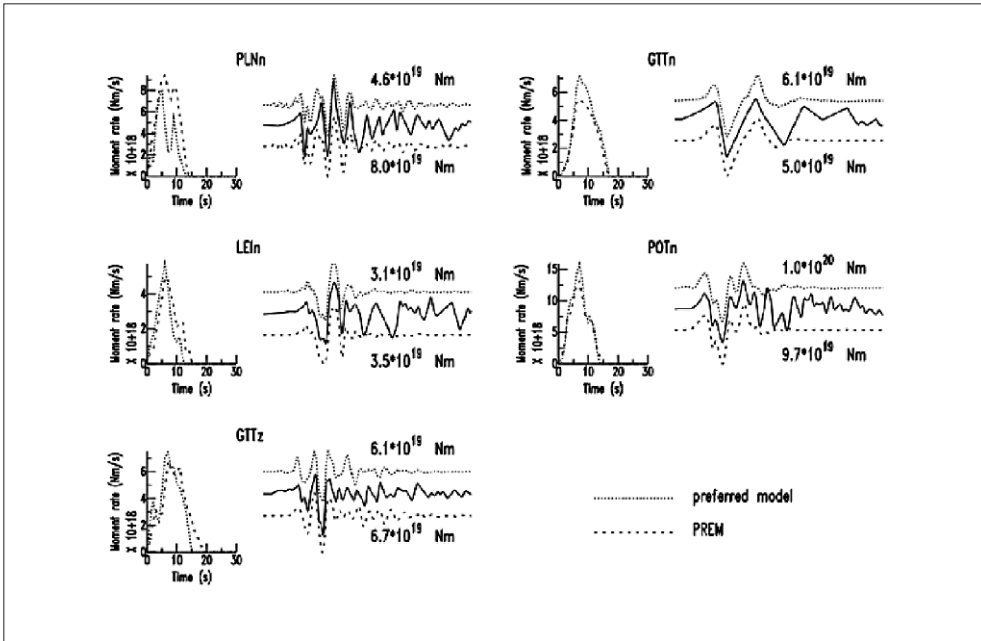


fig. 11 Funzioni sorgente apparenti ottenute con sintetici calcolati per modelli strutturali diversi. Questo confronto permette di valutare gli effetti prodotti sui risultati dalle assunzioni sulla struttura (Pino *et al.* 2000).

storico, per cui, se in tempi recenti si sono verificati nella stessa area terremoti piccoli, con meccanismo di sorgente simile, acquisiti con tali strumenti in siti vicini a quelli delle registrazioni del terremoto storico analizzato, il problema del modello della struttura è risolto.

Nei casi in cui non si disponga delle registrazioni di un secondo terremoto con localizzazione e meccanismo focale simili e sorgente abbastanza piccola da poter essere considerata puntiforme, l'effetto della struttura può essere simulato con il calcolo di sismogrammi sintetici per una sorgente puntiforme istantanea, utilizzando un modello verosimile della struttura dell'interno della Terra, lungo il percorso tra la sorgente e la stazione. Rispetto al procedimento usualmente adottato nell'analisi di segnali acquisiti con strumenti moderni c'è una differenza sostanziale: per questi strumenti le funzioni di risposta sono ben note, il moto vero del suolo è ricostruibile con buona approssimazione e lo spostamento calcolato viene confrontato direttamente con quello ricostruito dalle registrazioni. Invece, nel caso di sismogrammi storici, la funzione di risposta degli strumenti è nota solo in teoria e, nel ricostruire lo spostamento dalla registrazione originale, per effetto del calcolo, vengono erroneamente introdotte componenti in frequenza non corrispondenti al moto reale del suolo. In questo caso è preferibile trasformare lo spostamento calcolato, simulando la trasduzione dello strumento, e confrontare il sismogramma effettivamente registrato con quello sintetico, piuttosto che lo spostamento reale del terreno.

Il modello della struttura dell'interno della Terra assunto per la simulazione

della propagazione nel calcolo di sismogrammi sintetici rappresenta naturalmente un'approssimazione. Le assunzioni sulla struttura possono influenzare l'analisi dei sismogrammi anche in maniera significativa, poiché le caratteristiche dei dati prodotte dalla propagazione e non tenute in conto nel modello adottato possono essere interpretate come effetti di sorgente. In questi casi, le incertezze derivanti dalle assunzioni sulla struttura possono essere ridotte calcolando sismogrammi sintetici per diversi modelli e confrontando le funzioni $M_a(t)$ risultanti per ogni stazione (figura 11).

Come accennato sopra, una volta ottenute le funzioni sorgente apparenti a tutte le stazioni disponibili, si ricava il momento sismico M_0 del terremoto semplicemente integrando nel tempo le funzioni $M_a(t)$. I valori di M_0 ottenuti sono stime diverse per la stessa grandezza, ottenute dai vari sismogrammi relativi allo stesso evento. La media dei valori risultanti rappresenta quindi il momento sismico del terremoto.

Eventuali errori nel procedimento di vettorializzazione o nelle informazioni sulle caratteristiche degli strumenti si propagano su questi risultati. L'analisi spettrale descritta in precedenza può aiutare nella verifica dell'affidabilità dei parametri strumentali, permettendo di evidenziare incongruenze rilevanti, ma gli errori minori sono difficilmente rilevabili e possono produrre effetti non trascurabili sui risultati. In figura 12 sono mostrate le conseguenze prodotte dall'uso di costanti strumentali diverse da quelle effettive sulle funzioni sorgente apparenti e sui relativi valori di momento sismico M_0 e magnitudo M_w . In questo esempio, sono state utilizzate le risposte strumentali teoriche mostrate in figura 5.

La differenza delle funzioni sorgente apparenti $M_a(t)$ rispetto alla funzione "vera" $M(t)$ è causata dalla diversa angolazione dei punti di registrazione rispetto alla direzione di propagazione della frattura, nel senso che un osservatore posto nella direzione in cui la frattura si propaga "vede" una durata minore di quella reale, mentre nella direzione opposta si osserva una durata apparente maggiore e perpendicolarmente alla direzione di frattura $M_a(t) = M(t)$. La relazione tra la lunghezza della faglia L , la velocità della rottura v_r , l'angolo di osservazione ϑ_r , l'angolo di osservazione, la velocità delle onde considerate per il calcolo c e la durata apparente della rottura t_a è descritta dalla semplice equazione:

$$t_a = L \left(\frac{1}{v_r} - \frac{\cos \vartheta_r}{c} \right) \quad (1)$$

Se il tempo per lo sviluppo della dislocazione in ogni punto è piccolo rispetto a quello necessario per il completamento dell'intero processo di fratturazione della faglia, la durata della funzione sorgente coincide con la durata della rottura. In questo caso, definire il rapporto che c'è tra $M_a(t)$ e $M(t)$ significa determinare contestualmente la durata reale della frattura e la velocità della sua propagazione e quindi la lunghezza della faglia. La figura 13 mostra i risultati del calcolo della velo-

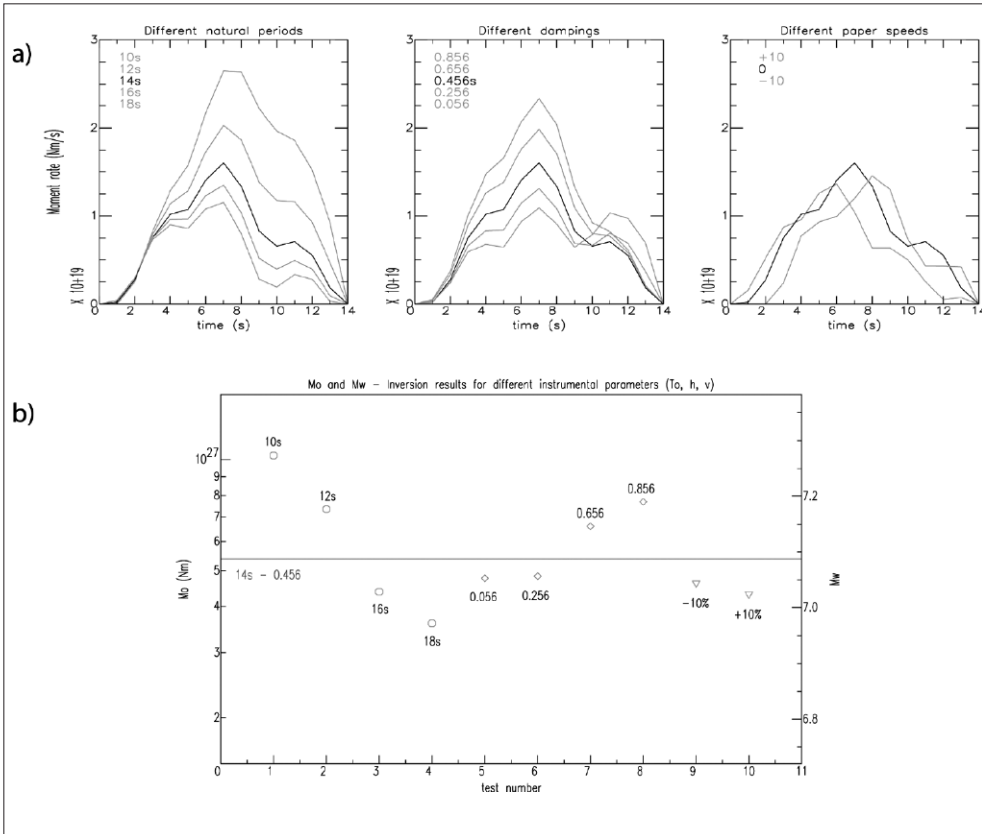


fig. 12 (a) effetto delle variazioni di alcune caratteristiche strumentali, sulle funzioni sorgente apparenti: periodo proprio dello strumento (sinistra), coefficiente di smorzamento (centro), velocità di scorrimento della carta (destra); (b) momento sismico M_0 e magnitudo M_w calcolati dalle funzioni mostrate in a). Le funzioni di risposta strumentali sono illustrate in figura 5. I risultati relativi alle risposte strumentali “vere” (linea scura in figura 5) sono riportati con la linea orizzontale. I cerchi indicano i valori ottenuti per variazioni del periodo proprio dello strumento, i rombi quelli relativi a variazioni del coefficiente di smorzamento e i triangoli i valori relativi a variazioni nella velocità di scorrimento della carta.

ità e direzione di propagazione della frattura e della lunghezza di faglia per il terremoto dell'Irpinia del 23 luglio 1930 (Pino *et al.* 2007), utilizzando la (1), a partire dai dati ottenuti per la durata apparente della funzione di rilascio sismico a diverse stazioni dall'analisi delle onde *P*. Il calcolo è stato effettuato cercando i valori di queste grandezze che minimizzassero gli scarti dei valori teorici rispetto a quelli osservati. I risultati indicano che la frattura si è propagata verso N100°E, per una lunghezza di 32 km, a 2 km/s.

Per questo evento, la distribuzione geografica delle stazioni, e quindi dei dati di durata, era sufficiente per limitare le soluzioni possibili a quelle contenute in uno stretto intervallo.

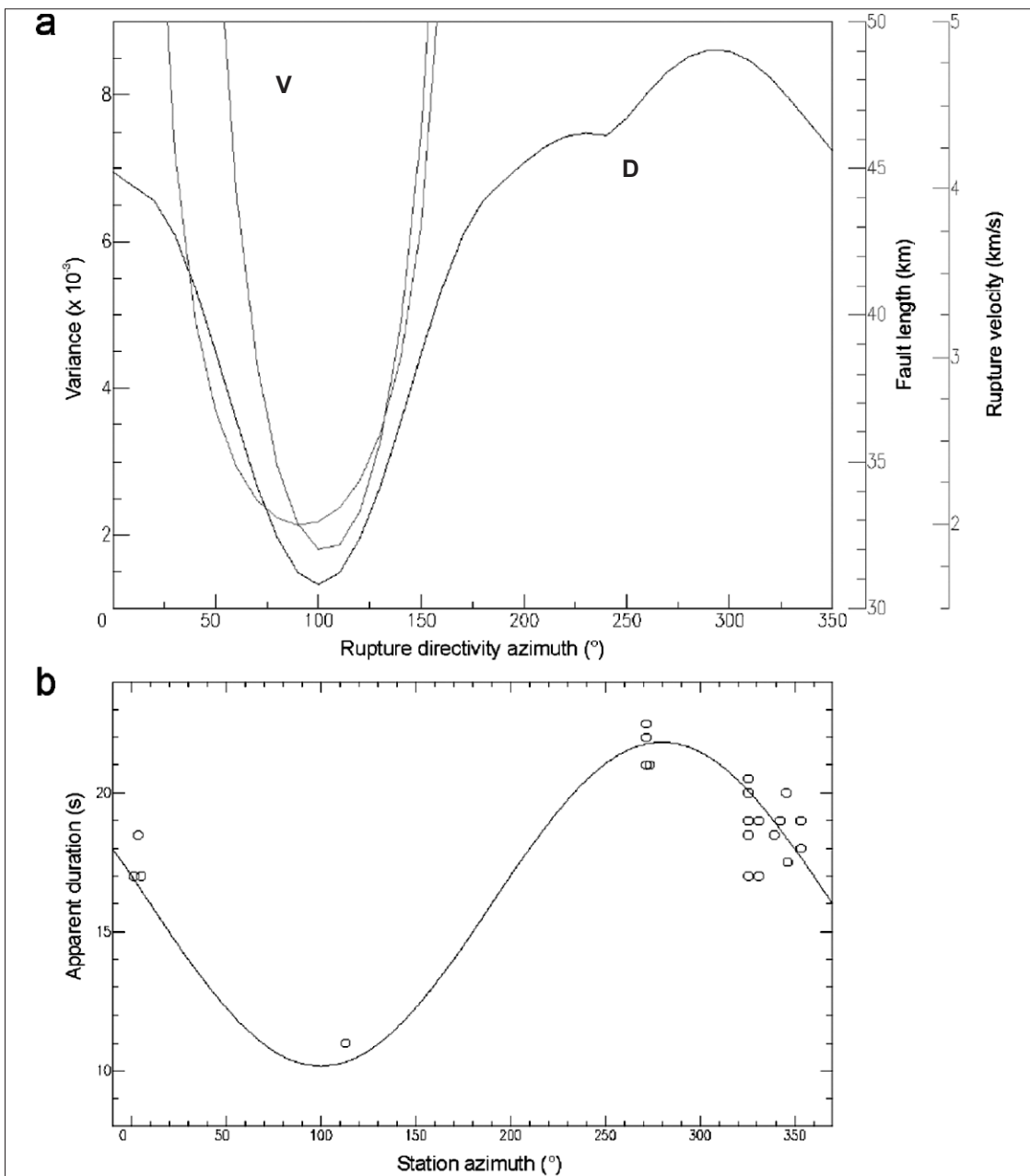
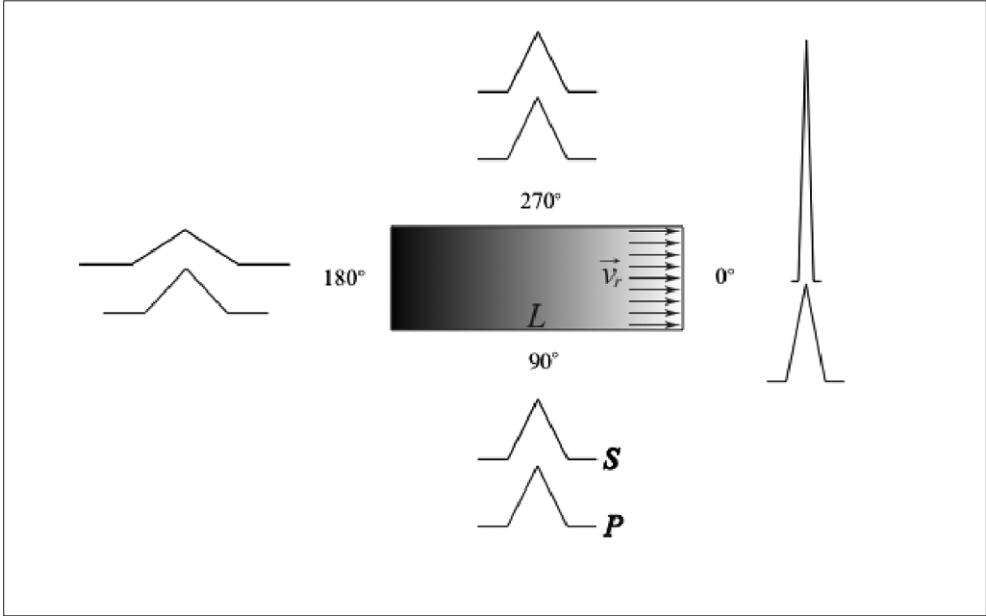


fig. 13 Esempio della determinazione dei parametri della faglia a partire dai dati di durata apparente per il terremoto dell'Irpinia del 23 luglio 1930 (Pino *et al.* 2007): a) varianza delle durate apparenti teoriche (D), calcolate per diversi valori di possibile direzione di propagazione della frattura, rispetto alle durate osservate. Sono indicati anche i valori di lunghezza (L) e velocità della rottura (V) risultanti per ogni sua possibile direzione. Il minimo errore si ottiene per una faglia con un azimut di N100°E, con una lunghezza di 32 km e una velocità di rottura di 2 km/s; b) confronto tra la migliore curva teorica e i dati di durata apparente alle varie stazioni.

Si possono verificare casi in cui le stazioni, cioè i siti di osservazione, siano contenute in un piccolo angolo. Questa eventualità è molto frequente per eventi italiani, in particolare dell'Italia meridionale, degli anni a cavallo del 1900 quando, rispetto all'area sorgente, molte stazioni sismiche erano installate nei quadranti settentrionali, in Europa centrale, ma totalmente assenti in quelli meridionali. Il terremoto dello stretto di Messina del 28 dicembre 1908 è un tipico esempio: come si vede dalla figura 11, le funzioni $M_a(t)$, tutte relative a stazioni centroeuropee, sono molto simili tra loro. Sulla base di queste sole informazioni non è possibile risalire alla cinematica della rottura. Si possono però effettuare verifiche indipendenti, per controllare varie ipotesi sulla direzione di propagazione della faglia. Infatti, poiché L e v_r sono determinate unicamente dalle caratteristiche della frattura e ϑ_r dalla localizzazione della sorgente e delle stazioni, non dipendono dal tipo di onde utilizzate nell'analisi. Quindi, se il calcolo è effettuato con onde S , che hanno diversa velocità c_S ($c_S < c_P$), dall'equazione (1) si deduce che le durate apparenti risulteranno diverse da quelle attese per le onde P , secondo lo schema illustrato in figura 14.

In circostanze come quella descritta per l'evento dello stretto di Messina, sulla base delle durate apparenti ricavate dalle onde P , si possono formulare ipotesi diverse sulla direzione di propagazione della rottura e confrontare i risultati previsti con quelli osservati per le onde S (figura 15). Dal rapporto tra le durate ottenute ad ogni stazione, separatamente con onde P e S , si può discriminare la direzione di propagazione della frattura e quindi anche la sua lunghezza e velocità.

fig. 14 Schema sintetico delle variazioni delle durate apparenti in funzione dell'angolo di osservazione e del tipo di onde utilizzate per ottenere la funzione sorgente. Le frecce indicano la direzione di propagazione della frattura.



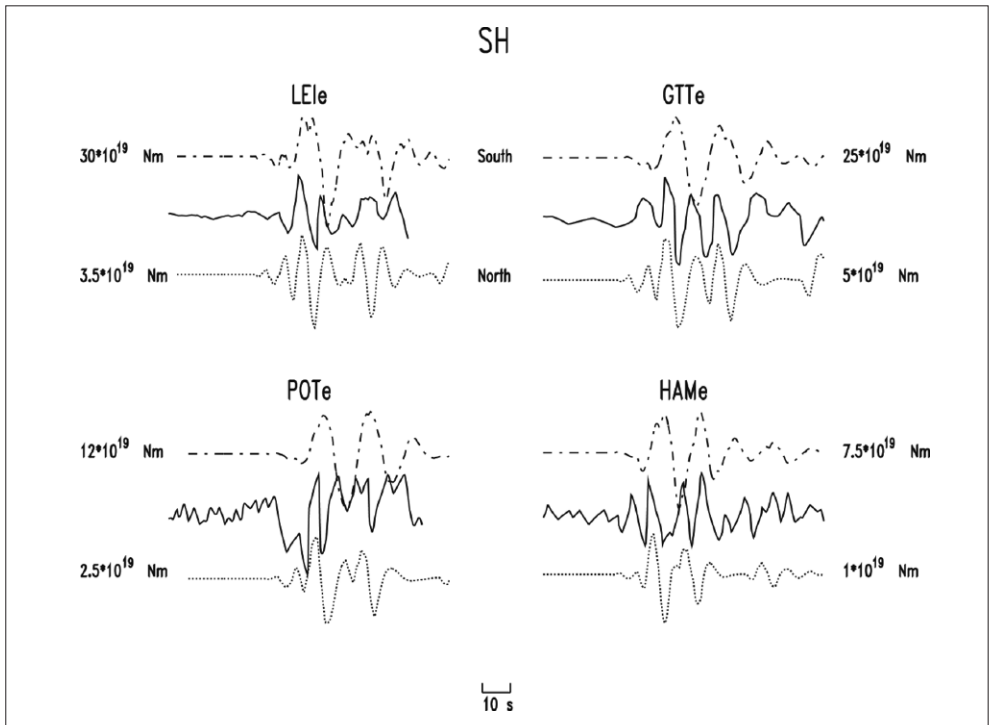


fig. 15 Verifica delle possibili direzioni di propagazione della rottura per il terremoto dello stretto di Messina del 28 dicembre 1908 (Pino *et al.* 2000), utilizzando il confronto dei dati registrati (linea continua) con sismogrammi sintetici. In questo caso, l'orientazione del piano di faglia è circa NS e la distribuzione geografica delle stazioni ha permesso di calcolare le durate apparenti derivate dall'analisi delle onde *P* solo ad azimuth prossimi a 0° . Dalla (1) è possibile calcolare le durate attese per le funzioni sorgente delle onde *S*, ipotizzando sia una propagazione della frattura totalmente verso nord che in direzione opposta. Secondo lo schema di figura 14, se il risultato indica una durata per le *S* minore di quella osservata per le *P* la propagazione è avvenuta verso nord, e viceversa. In questo caso, il confronto con i dati indica che la durata inferiore (sintetici punteggiati) permette di approssimare meglio i dati. I numeri a fianco di ogni sismogramma sintetico indicano il momento sismico risultante.

Come si è visto, la conoscenza del momento sismico e della durata della fratturazione forniscono informazioni fondamentali sulle caratteristiche del terremoto, in termini di energia emessa, lunghezza della faglia e velocità della propagazione della fratturazione. In aggiunta a questi risultati, quando siano verificate alcune semplici condizioni come propagazione unilaterale e dislocazione rapida rispetto alla durata totale della rottura, una volta determinata la direzione e la velocità di propagazione della rottura, la funzione sorgente $M(t)$ può essere trasformata in distribuzione di momento sismico nello spazio.

Questo significa che dividendo la superficie di faglia in porzioni piccole, di estensione S_i , la quantità di momento sismico associata ad ogni porzione, M_{0i} , è nota. Quindi, dividendo la superficie S in n porzioni $S_i = w \times l_i$, dove w è larghezza della

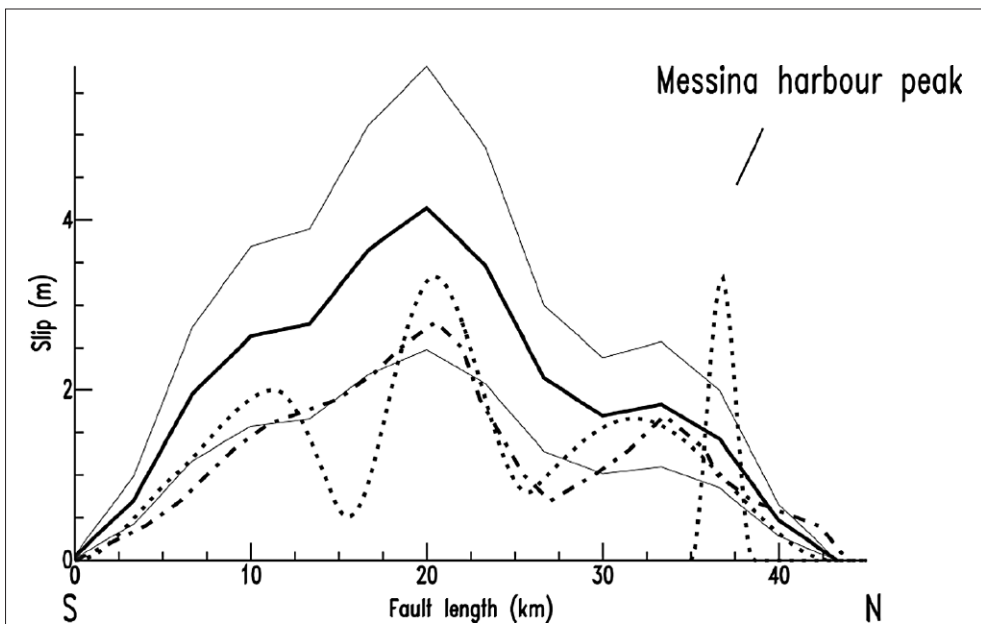
faglia e la sua lunghezza è $L = n \times l_i$, e $M_{0i} = \mu S_i d_i$. Da quest'ultima, conoscendo M_{0i} , μ e S_i , si può ricavare la distribuzione di dislocazione media lungo L . L'esempio dell'evento dello stretto di Messina del 1908 mostra l'attendibilità e l'importanza di questo tipo di applicazioni. La figura 16 mostra la distribuzione della dislocazione determinata dall'analisi dei sismogrammi, in funzione della distanza lungo la faglia, a confronto con i risultati ottenuti dall'analisi dei dati geodetici.

La stretta somiglianza tra i risultati, sebbene ottenuti con dati e metodi profondamente diversi, conferma le conclusioni sulla direzione di propagazione della frattura e sulla trasformazione della funzione sorgente in distribuzione di dislocazione lungo la faglia.

3. Considerazioni finali

Gli esempi mostrati evidenziano l'importanza del recupero e lo studio dei sismogrammi storici. L'analisi dei dati sismici registrati nei primi decenni del secolo scorso o anche alla fine dell'800 costituisce uno strumento, in molti casi l'unico, capace di dare informazioni quantitative sulla sorgente di grandi terremoti che

fig. 16 Distribuzione della dislocazione in funzione della lunghezza della faglia per il terremoto dello stretto di Messina del 28 dicembre 1908 (traccia continua spessa; le tracce continue sottili indicano l'incertezza sullo spostamento). In figura sono riportati anche i profili derivati dall'analisi dei dati geodetici da Boschi *et al.* (1989) (linea tratteggiata) e De Natale e Pingue (1991) (linea punteggiata). L'assenza di un picco isolato e ben definito nei risultati sismologici, come quello derivato da De Natale e Pingue (1991), permette di escludere la presenza di una dislocazione rilevante in corrispondenza del porto di Messina, validando la tesi di Boschi *et al.* (1989) sull'inaffidabilità di alcuni dati geodetici.



hanno devastato aree estese del nostro paese. Rispetto agli studi di paleosismologia, in grado di ricostruire caratteristiche della sorgente di eventi sismici avvenuti anche migliaia di anni fa, lo studio di sismogrammi storici è necessariamente limitato a terremoti avvenuti negli ultimi 100-130 anni. Anche se questo intervallo può apparire breve, va considerato che circa 35 terremoti con magnitudo $M \geq 5.5$ hanno colpito il territorio italiano dal 1880 al 1950, alcuni dei quali con effetti catastrofici. L'investigazione della sorgente di questi terremoti e l'interpretazione del loro significato tettonico, associati agli studi paleosismologici e di sismicità recente, sono di importanza cruciale nella definizione del potenziale sismico della regione in cui sono avvenuti e costituiscono la base per l'elaborazione delle mappe di pericolosità sismica, fondamentali per la programmazione di azioni per la mitigazione del rischio e per la progettazione di opere rivolte allo sviluppo economico, politico e sociale.

Affinché i sismogrammi storici possano essere studiati con metodi simili a quelli applicati nelle odierne analisi di sismogrammi digitali, la profonda differenza degli apparati di misura e registrazione degli strumenti storici impone l'applicazione di opportune tecniche di elaborazione dei dati, basate sui moderni strumenti tecnologici, che permettano la trasformazione delle forme d'onda registrate su carta in segnali digitali, e lo sviluppo di metodi di analisi che tengano conto della diversa natura di questi dati rispetto a quelli registrati dagli strumenti attuali. La complessità dell'analisi e la concorrenza di diverse fonti di errore impongono l'adozione di misure necessarie a limitare gli effetti delle incertezze legate al funzionamento stesso degli strumenti di registrazione e ai processi di elaborazione dei dati.

Bibliografia

- Baroux E., Pino N.A., Valensise G., Scotti O. e Cushing M. 2003, Source mechanism of the 11 June 1909, Lambesc (southern France) earthquake from macroseismic, seismological and geodetic data: constraints for active tectonic deformation in southeastern France, *Journal of Geophysical Research* 108, B9, 2454, doi:10.1029/2002JB002348.
- Ferrari G. e Pino N.A. 2004, EUROSEISMOS 2002-2004. A project for saving and studying historical seismograms in the Euro-mediterranean area, in *European Seismological Commission XXIX General Assembly. Abstracts*, University and GFZ, Potsdam, September 12-17, 2004, 74.
- Michelini, A., De Simoni B., Amato A. e Boschi E. 2005. Collecting, digitizing, and distributing historical seismological data, *EOS, Transaction American Geophysical Union* 86 (28), 261.
- Pino, N.A., Giardini D., e Boschi E. 2000, The 1908 December 28 Messina Straits (southern Italy) earthquake: waveform modeling of regional seismograms, *Journal of Geophysical Research* 105, 25473-25492.
- Pino, N.A., Palombo B., Ventura G., Perniola B. e Ferrari G. 2007, Waveform modeling of historical seismograms of the 1930 Irpinia earthquake provides insight on "blind" faulting in Southern Apennines (Italy), in stampa su *Journal of Geophysical Research*.

Abstract

Great earthquakes are associated to large fractures of the Earth's crust. These faults are stable geological structures, where enormous strain energy accumulates in response to tectonic stress and is suddenly released in a few seconds, producing devastating seismic events. Usually, this process repeats several times on the same fault, with similar characteristics. Then, the determination of the pattern of energy release from the strongest earthquakes that have occurred in the area of interest is fundamental for the assessment of the seismic potential and this, in turn, is the base for the evaluation of the seismic risk.

However, the accumulation of large amounts of energy requires long time. As a result, greater earthquakes have longer recurrence times, typically around hundreds or thousands of years. With such long times, for most large faults in Italy, no significant earthquake occurred since 1960's, when modern seismographs started to be installed. The development of methods and techniques capable to retrieve the source characteristics of large historical earthquakes, such as the December 16, 1857, Val d'Agri event, is crucial. In the recent past, the analysis of historical earthquakes has gone through a remarkable progress, moving along three main lines: palaeoseismological, macroseismic, and instrumental.

This paper is focused on the instrumental investigation of large past earthquakes, with a description of the attainable results and limits and uncertainties of the applications. In particular, the analysis of historical seismograms is considered. Among the available methods of investigation, the seismic instrumental approach better helps in constraining the space-time evolution of the source. Unfortunately, reliable seismograms with known instrument characteristics are only available since late nineteenth century. However, since 1900, a large number of seismograms of strong Italian earthquakes have been recorded at stations distributed throughout the planet. Thanks to the technical and theoretical developments achieved during the last decades, this precious source of information can now be processed and analyzed with methods used for digital, high quality, modern seismograms.

The first step is the recovering of the original seismograms. This is often a very difficult task. All the historical seismographs recorded on smoked or photographic paper and, frequently, these sheets have gone lost or destroyed. The available recordings are then scanned and the seismograms can be digitized, producing numerical waveforms. This process presents several difficulties that, if not properly faced, may seriously affect the results. The resulting digital seismogram must be related the true ground motion at the station through the seismograph response characteristics. These parameters are reported by the original bulletins, issued by the various observatories, which are necessary for any quantitative analysis as much as the seismograms themselves. Wrong instrument parameters would seriously affect the results. For instance, an incorrect seismograph static magnification would map in a wrong magnitude. A spectral analysis might provide a first order check of the instrument response function, also giving qualitative information on the rupture duration.

The source geometry of present time earthquakes, in terms of orientation of the

fault plane and slip direction of one block past the other, is routinely obtained from waveform analysis by means of different techniques. Depending on number, quality, and geographic distribution of the available data, sometimes these methods can also be applied to signals derived from historical recordings. However, when usual procedures are not suitable, “non-standard” analysis based on the comparison of recorded waveforms with synthetic computations may also help in discriminating the source geometry.

Deeper insight of the source mechanism can be obtained from the seismic moment retrieval. The total (final) seismic moment is related to the average slip and the fault area, while its variation with time represents the space and time evolution of the fracture, giving information on the fault length and the rupture propagation direction and velocity. The inversion techniques for retrieving the seismic moment rate commonly used with the modern waveforms can also be applied to historical waveforms. In this case, cautions are imposed by uncertainties in the time (e.g., station clock synchronization, paper speed) and amplitude instrument parameters (e.g., static magnification, damping, pendulum natural period) and restrictions derive from the geographic distribution of the recording sites. Nevertheless, several tests can be made to assess the accuracy of the results. Possible poor azimuthal coverage of the stations, which could limit the analysis of the rupture propagation, can also be overcome by using seismic later phases (*S* waves). In fact, a couple of examples from Italian earthquakes (1908 Messina, 1930 Irpinia) are described for which the fault length and the rupture propagation direction and velocity are retrieved from the analysis of the original recordings. Finally, by knowing the fault length and the rupture propagation direction and velocity, the fault plane can be discriminated and, with a little algebra, the moment rate can be transformed in distribution of dislocation along the fault.

This description highlights the importance and the enormous potential of the historical seismograms for the assessment of the seismic hazard and the need for specific research projects aimed at the study of the strong earthquakes occurred in the first half of the twentieth century through the analysis of original instrumental recordings.